Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Олена Калинич,
Зіновій Паньків

КОНКРЕЦІЙНІ НОВОУТВОРЕННЯ У ПРОФІЛЬНО-ДИФЕРЕНЦІЙОВАНИХ ҐРУНТАХ ПЕРЕДКАРПАТТЯ

Монографія

Львів
ЛНУ імені Івана Франка
2023

УДК 911.2:[631.48:551.435.03](477.8:292.452-192.2)

Рецензенти:
доктор географічних наук, проф. *С. П. Позняк*
(Львівський національний університет імені Івана Франка);
кандидат географічний наук, доц. *В. І. Тригуб*
(Одеський національний університет імені І. І. Мечникова);
кандидат географічний наук, старший викладач *В. В. Гарбар*
(Кам'янець-Подільський національний університет імені Івана Огієнка).

Рекомендовано до друку Вченою Радою географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. (Протокол № 9 від 27 грудня 2022 року)

Серія «ҐРУНТИ УКРАЇНИ» (заснована у 1998 р.)

Калинич О., Паньків З. Конкреційні новоутворення у профільно-диференційованих ґрунтах Передкарпаття [текст] : монографія. — Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2023. — 152 с. — (Серія «Ґрунти України»).

У монографії проаналізовано сучасний стан вивчення Ферум-Манганових конкреційних новоутворень та їхнього значення у дослідженні генези ґрунтів. На основі польових досліджень встановлено, що у профільно-диференційованих ґрунтах Передкарпаття поширені ортштейни (у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних) та нодулі (у буроземно-підзолистих оглеєних). Встановлено закономірності профільного розподілу ортштейнів і нодулів, їхній фракційний склад у генетичних горизонтах і діагностичні морфологічні ознаки. На основі результатів ВХС дрібнозему, ортштейнів, нодулів, фракційного складу Феруму, електронної скануючої мікроскопії встановлено сукупність ґрунтотворних процесів, які формують конкреційні новоутворення, та доповнено їхні діагностичні ознаки.

© Калинич О., Паньків З, 2023
© Львівський національний
університет імені Івана Франка, 2023

ЗМІСТ

ВСТУП.....5
РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТОВИХ ФЕРУМ-МАНГАНОВИХ НОВОУТВОРЕНЬ.....7
1.1. Генетичне значення ґрунтових Fe-Mn новоутворень та стан їхнього вивчення.....7
1.2. Методологічні проблеми дослідження ґрунтових Fe-Mn новоутворень.....16
1.3. Характеристика ключових ділянок та методи дослідження новоутворень.....28
РОЗДІЛ 2. ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ҐРУНТІВ І КОНКРЕЦІЙНИХ НОВОУТВОРЕНЬ.....31
2.1. Геологічна будова та ґрунтотворні породи.....32
2.2. Гідрогеологічні умови.....37
2.3. Рельєф.....39
2.4. Клімат.....44
2.5. Рослинність.....47
РОЗДІЛ 3. ГЕОГРАФІЯ ТА МОРФОГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПРОФІЛЬНО-ДИФЕРЕНЦІЙОВАНИХ ҐРУНТІВ ПЕРЕДКАРПАТТЯ.....51
3.1. Закономірності поширення ґрунтів Передкарпаття.....51
3.2. Морфологічні особливості профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття.....58

3.3. Морфологія конкреційних Fe-Mn новоутворень та їхній фракційний склад.....68
3.4. Генеза конкреційних Fe-Mn новоутворень.....76
РОЗДІЛ 4. ХІМІКО-МІНЕРАЛОГІЧНИЙ СКЛАД І ВЛАСТИВОСТІ КОНКРЕЦІЙНИХ ФЕРУМ-МАНГАНОВИХ НОВОУТВОРЕНЬ.....83
4.1. Валовий хімічний склад.....83
4.2. Фракційний склад Феруму.....93
4.3. Мінералогічний склад новоутворень.....102
РОЗДІЛ 5. МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КОНКРЕЦІЙНИХ ФЕРУМ-МАНГАНОВИХ НОВОУТВОРЕНЬ.....110
ВИСНОВКИ.....122
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....126
ДОДАТКИ.....137

ВСТУП

Ферум-Манганові новоутворення в гумідних ландшафтах є важливою діагностичною ознакою ґрунтового профілю, а їхні морфологічні особливості та хімічні властивості тісно корелюють із ґенезою ґрунтів, властивостями генетичних горизонтів і ґрунтотворних порід. Вивчення конкреційних Ферум-Манганових новоутворень є важливою складовою генетичного ґрунтознавства. Впродовж XX століття дослідженню ґрунтових Fe-Mn новоутворень приділялася значна увага, що зумовило накопичення різноманітних первинних відомостей про будову, закономірності їхнього профільного розподілу та приуроченість до певних типів ґрунтів, природних зон тощо. Незважаючи на значну кількість публікацій в сучасних умовах остаточно не вирішена термінологічна, класифікаційна, аналітична та генетична проблематика дослідження конкреційних Ферум-Манганових новоутворень. В межах території Передкарпаття конкреційні Ферум-Манганові новоутворення діагностували у профільно-диференційованих ґрунтах, проте їхньому вивченню приділяється незначна увага. Окремі дослідження про їхню будову, властивості подано у працях В. І. Канівця, В. А. Нікорича, С. М. Польчиної, З. П. Паньківа, С. З. Малика. Оскільки, Ферум-Манганові новоутворення є безпосереднім результатом ґрунтотворення, вивчення їхньої морфології, закономірностей поширення в межах генетичних горизонтів, хімічних властивостей є основою встановлення генетичної природи ґрунтів, характеру та спрямованості елементарних ґрунтотворних процесів. Важливу роль Ферум-Манганові новоутворення відіграють при вивчені еволюції та ґенези ґрунтів, а їхній склад і властивості є основою діагностики ґрунтотворних процесів, ступеня гідроморфізму ґрунтів, причини заболочення та хімічного складу ґрунтових вод тощо.

У монографії вперше встановлено профільний розподіл та фракційний склад конкреційних Ферум-Манганових новоутворень (ортштейнів та нодулів) в профільно-диференційованих ґрунтах Передкарпаття; визначено валові форми Феруму та його силікатні, несилікатні, окристалізовані, аморфні форми в дрібноземі та Fe-Mn новоутвореннях профільно-диференційованих ґрунтів, а на їхній основі розраховані коефіцієнт Швертмана, ступінь оксидогенезу, вивітрювання ґрунтової маси, озалізнення; діагностовано особливості елементного та мінералогічного складу конкреційних Fe–Mn новоутворень методом мікрорентгеноспектрометрії.

Також у монографії удосконалено теоретико-методологічні положення дослідження конкреційних Ферум-Манганових новоутворень; періодизацію дослідження Ферум-Манганових новоутворень у межах Передкарпаття; ситовий метод відбору для встановлення фракційного складу Ферум-Манганових новоутворень; морфогенетичні особливості Ферум-Манганових новоутворень та набули подальшого розвитку вивчення морфологічних особливостей та валового хімічного складу профільно-диференційованих ґрунтів та конкреційних Ферум-Манганових новоутворень у ґрунтах Передкарпаття; діагностичні ознаки конкреційних Ферум-Манганових новоутворень, розділення їх на ортштейни та нодулі.

Конкреційні Ферум-Манганові новоутворення є результатом ґрунтотворного процесу, а вивчення їхньої будови, закономірностей поширення, хімічних і мінералогічних властивостей є основою діагностики елементарних ґрунтотворних процесів, генетичної природи та класифікаційного статусу профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття.

Наведені у монографії відомості будуть цікавими для студентів, аспірантів, наукових працівників, які цікавляться питаннями генетичного ґрунтознавства.

РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТОВИХ ФЕРУМ-МАНГАНОВИХ НОВОУТВОРЕНЬ

1.1. Генетичне значення ґрунтових Fe-Mn новоутворень та стан їхнього вивчення

Ферум-Манганові новоутворення в умовах надлишкового зволоження є важливим елементом ґрунтового профілю, тому, можна стверджувати, що ґрунтотворення у гумідних ландшафтах – процес, який зумовлює виникнення специфічних ґрунтових новоутворень. Вони різноманітні за ґенезою, формою, кольором та складом, а їхні особливості тісно корелюють з ґенезою ґрунтів, властивостями горизонтів, в яких вони сконцентровані, з властивостями ґрунтотворних порід, гідроморфізмом, умовами зволоження та заболочення, тому, очевидно, що між ними існує зворотній зв'язок [38;44;45].

Новоутворення – це сформовані скупчення у ґрунтовій масі речовин різної форми і хімічного складу, які є результатом процесу ґрунтотворення [15;36].

Fe-Mn новоутворення - це дискретні тверді тіла специфічного забарвлення, що формуються в результаті чергування окисно-відновних умов, процесів редукції, транслокації та окиснення Fe і Mn [37;46;49]. Накопичення різноманітних, первинних відомостей про будову, закономірності профільного розподілу Fe-Mn новоутворень та їхня приуроченість до певних типів ґрунтів, природних зон зумовило значну кількість публікацій, проте, і в сучасних умовах остаточно не вирішена термінологічна, класифікаційна та генетична проблематика. Також, досить

складною і дискусійною є аналітична частина дослідження хімічних, фізико-хімічних властивостей конкреційних новоутворень, що зумовило використання широкого спектру методів дослідження.

Ферум-Манганові новоутворення найбільш поширені у гумідних ландшафтах та представлені нодулями, ортштейнами, кутанами, натіками, вицвітами тощо. Ці новоутворення є безпосереднім результатом ґрунтотворення, тому дослідження їхньої морфології, закономірностей поширення в межах генетичних горизонтів, хімічних властивостей є основою вивчення генетичної природи ґрунтів та спрямованості елементарних ґрунтотворних процесів (ЕГП). Важливу роль новоутворення відіграють при оцінці еволюції ґрунтів, а їхній склад і властивості є основою діагностики ступеня гідроморфізму ґрунтів, причини заболочення та хімічного складу ґрунтових вод тощо.

Ферум-Манганові новоутворення відомі людству з найдавніших часів, оскільки, саме вони (лучні, болотні руди, рудяки) були основою первинної металургії та ковальства. Вперше ці новоутворення виявила наукова експедиція HMS Challenger (1872 – 1876 рр.) у морських відкладах [70]. Згодом конкреційні новоутворення були вивчені в океанах [86], ріках та озерах [71;88], гірських породах та ґрунтах [89;108]. Згадки про Ферум-Манганові новоутворення можна знайти у працях F. Senft [101], Н. Павлинова (1887) [93], М. М. Сибірцева [44;45], В. В. Геммерлінга [43-45] тощо. Активний розвиток дослідження Ферум-Манганових конкреційних новоутворень в ґрунтах приурочений до 30-х років XX століття. Найбільш вагомими публікаціями присвяченими вивченню Ферум-Манганових новоутворень є роботи L. C. Wheeting (1936) [108] та E. Winters (1938) [109]. Сучасні дослідження конкреційних новоутворень подано у працях європейських вчених

D. Gasparatos [80-82], M. J. Vepraskas [107], W. Szymanski, M. Skiba [92;104;105] тощо. В Україні дослідженню Fe-Mn новоутворень приділяється незначна увага, окремі дослідження про їх будову, властивості подано у працях В. І. Канівця [21], В. А. Нікорича [37;38], С. М. Польчиної [54;55], З. П. Паньківа [43-49;93], С. З. Малика [30-32;43;48;49].

Вихідною основою для утворення Ферум-Манганових новоутворень є закис Феруму, який буває в різних формах і мінералах. В результаті сукупної дії різних процесів (окислення, гідролізу, дегідратації, деструкції та інших) утворюються сполуки, що призводить до формування мінералів: гетиту, гематиту, лепідокрокіту, магнетиту і т.д., які є основою для формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень (рис.1.1).

Існує декілька поглядів на ґенезу конкреційних Fe-Mn новоутворень. Багато ґрунтознавців пов'язували їхнє формування з ґрунтово-геохімічними процесами – фізико-хімічна концепція (К. Д. Глинка [12], W. Robinson [96], W. Smith [102]). Прихильники цієї концепції вважають, що утворення рухомих сполук Феруму та Мангану в ґрунті відбувається лише хімічним чи фізико-хімічним шляхом. Надалі, при нерівномірному висиханні ґрунтів, відбувається збільшення концентрації ґрунтових розчинів в окремих порах, що супроводжується окисленням та осадженням сполук Феруму та Мангану без участі мікроорганізмів [102]. Тумин Г. М., Глінка К. Д. та ін. провідну роль у формуванні рухомих форм Феруму та самих конкрецій відводили органічній речовині. Македонов А. В. вважав, що основну роль у конкрецієутворенні відіграють деякі біогенні хімічні елементи, а основна маса сучасних конкрецій мають біогеохімічне походження [43-47].

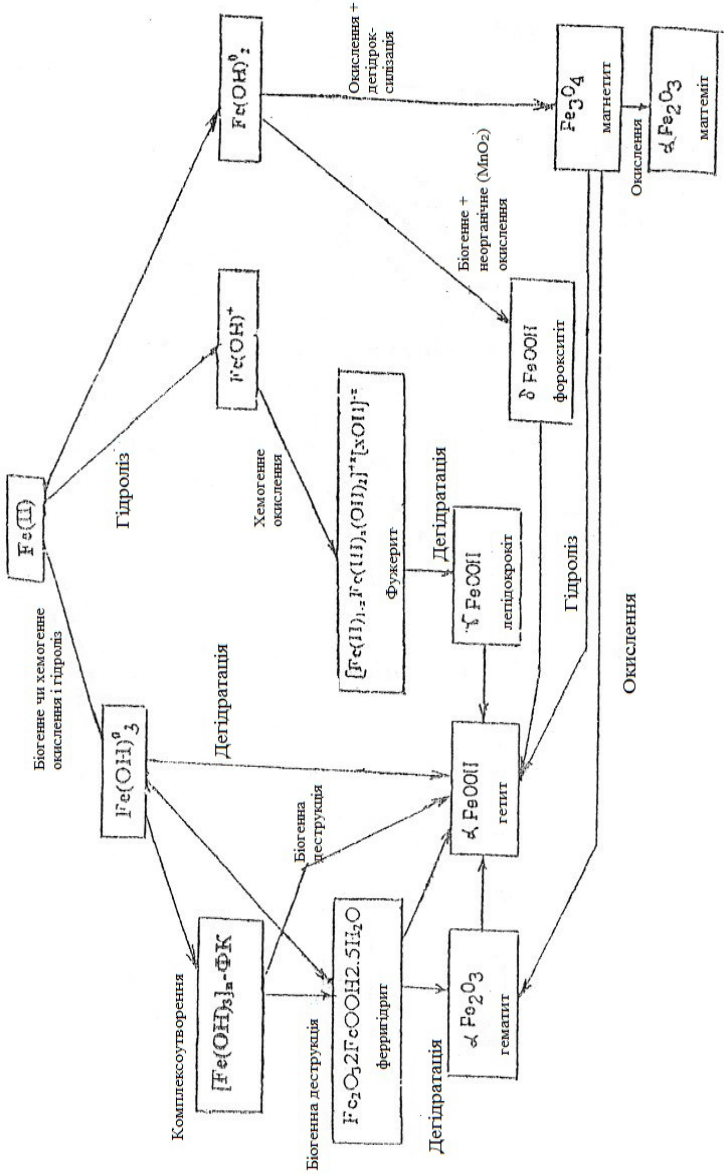


Рис.1.1. Схема синтезу і перетворення сесквіоксидів Феруму в ґрунтах (за Ю. Н. Водяницьким, 1988) [43;44]

Згадки про мікробіологічне походження Fe-Mn новоутворень можна знайти у працях вчених початку XX ст. Згодом М. М. Сибірцев зазначив, що перетворення FeO у Fe_2O_3 відбувається за допомогою залізобактерій. Сучасні дослідження, з використанням нових методів, підтвердили можливість виникнення ґрунтових Fe-Mn конкрецій, болотних та озерних руд за участі специфічної та неспецифічної мікрофлори [44-46]. У дослідженнях Т. В. Аристовської експериментально доказано важливе значення мікрофлори у формуванні ґрунтових конкреційних новоутворень. За допомоги мікроскопічного методу встановлено, що кожна конкреція – це сформована мікроколонія Fe-Mn бактерій, які замасковані сесквіоксидами Феруму та Мангану. Доведено, що існують специфічні (наприклад, бактерії роду Leptothrix та Metallogenium) і неспецифічні мікроорганізми, які складають більше 50 % звичайної мікрофлори (наприклад, Pseudomonas, маслянокислі бактерії), які можуть як відновлювати Ферум та Манган, так і окислювати [37;54;55].

Про важливу роль мікроорганізмів згадано у дослідженнях В. А. Нікорича та С. М. Польчиної. В основі окиснення та відновлення заліза є процеси обумовлені біохімічною діяльністю мікроорганізмів. Накопичення сесквіоксиду Феруму в ґрунті тісно пов’язане з біохімічною активністю автотрофних або міксотрофних бактерій. Хімічно відновлюватись може лише молекулярно-розчинений Ферум, якого в ґрунтах небагато. У результаті досліджень чернівецьких вчених встановлено, що в трансформації сполук Феруму та Мангану бере участь досить значна частка мікробоценозу ґрунтів, незалежно від їх генетичної природи. Найвища концентрація мікроорганізмів зосереджена у верхній частині профілю, із збільшенням глибини їхній вміст різко зменшувався, проте суттєво збільшувалась частка хемосинтезуючої мікрофлори. У складі хемосинтетиків домінує

аеробна мікоплазма *Gallionella ferruginea*, яка дуже швидко окиснює Ферум, відкладаючи цей метал у великих кількостях по периферіях колоній, а також активно формує великі залізисті конкреції. Значного розвитку зазнав інший хемотрофний мікроорганізм Тріобацил (*Thiobacillus ferrioxidans)*, який, скоріш за все, окислює Манган. У трансформації Мангану також важливу роль відіграють бактерії Металогеній (*Metallogenium)*. Характерною особливістю цих організмів є приуроченість до нижніх горизонтів, незалежно від типу ґрунту. Це свідчить про одну з провідних ролей Металогеній (*Metallogenium)* та *Gallionella* у процесах оглеєння, оскільки саме материнська порода найоглеєніший горизонт у всіх едафотопах. Ще більш переконливим доказом біологічної природи ортштейнів є їхня мікроструктура. Мікроскопічне вивчення ґрунтових шліфів показало, що ортштейни - це мікроколонії Ферум-Манганових бактерій. Аналіз мікроморфологічної будови Ферум-Манганових новоутворень виявив у них радіальну будову. У центрі новоутворень знаходились пустоти та фрагменти бактеріальних клітин, деякі з них погано проглядались. Далі залягав шар залізистих прожилок бурого кольору з чорнозабарвленими пилоподібними гранулами, які, скоріш за все, і були окисненим Манганом. По периферії цього шару чітко проглядались веретеноподібні клітини *Gallionella* та кокоподібні форми інших бактерій [37].

Кількість Fe-Mn новоутворень в ґрунтах значно збільшується із збільшенням ступеня заболоченості і вперше про цю особливість було згадано у працях Г. М. Тумина та Я. Н. Афанасьєва [93]. Згодом, М. Дроздов та К. Нікіфоров, безпосередньо пов’язували утворення ортштейнів з процесом оглеєння [76]. Brewer R. [71] та Racz Z. [94], також, зазначали про тісний зв’язок цих новоутворень з процесом глеєутворення. Зайдельманом Ф. Р., Shwertmann U., Fanning D. S. [99] та

іншими показано, що під впливом збільшення гідроморфізму відбувається трансформація хімічного складу ортштейнів. Однак, більшість дослідників стверджують, що незмінною умовою формування конкреційних новоутворень є чергування окисно-відновних умов [71; 94; 99].

Сучасні дослідження стверджують, що умови та механізми поглинання хімічних елементів Fe-Mn новоутвореннями залишаються в більшій мірі гіпотетичними і потребують додаткової теоретичної аргументації, а найбільш вірогідні способи входження мікроелементів до складу новоутворень можна умовно розділити на три категорії:

– успадкування від морфологічних елементів, з яких утворилися конкреційні новоутворення;

– біогенна акумуляція в результаті мікробіологічної діяльності;

– ізоморфні заміщення та сорбція за рахунок фізико-хімічних взаємодій мінеральної частини новоутворень [106].

Мікроелементи можуть успадковуватися новоутвореннями, в основному, з первинних мінералів за такою послідовністю: гірська порода – материнська порода – ґрунт – конкреції. Концентрація «успадкованих» мікроелементів не може бути високою, з огляду на низький вміст в більшості материнських порід. Біогенний шлях можливий за рахунок функціонування хемотрофної мікрофлори, але, на відміну від накопичення Fe і Mn, мікроелементи здатні акумулюватися в новоутвореннях як «побічний продукт функціонування». Найбільш вірогідним видається метод ізоморфних заміщень та сорбційних взаємодій, коли елемент із зовнішнього середовища здатний заміщати інший елемент внаслідок обмінних процесів [38].

Форма новоутворень свідчить про їхню генезу та окисно-відновні умови, при яких вони формувалися. У горизонтах з тривалим насиченням водою переважають новоутворення з

нерегулярною формою та дифузними контурами, а в горизонтах з перманентною зміною окисно-відновних умов – округлі та овальні з чіткими контурами [104; 110]. Внутрішня структура, одночасно з контурами новоутворень, може свідчити про їхнє походження: інсітне (матеріал в нодулях споріднений з оточуючим матеріалом, дифузні контури); ексітне (матеріал відрізняється від оточуючого, чіткі контури) [87].

Важливу роль у формуванні новоутворень відіграють елементарні ґрунтові процеси: орудніння, сегрегація та глеєутворення.

Глеєутворення – ґрунтотворний процес, який протікає в анаеробних умовах при обов'язковій участі мікроорганізмів і наявності органічної речовини, в умовах постійного чи тривалого зволоження окремих горизонтів чи всього профілю, супроводжується переходом окисних сполук в закисні, зміною чи розпадом алюмосилікатів і мінералів при зміні окисно-відновного потенціалу in situ. Найбільш характерною особливістю глеєутворення є розкислення оксидів Феруму, перетворення їх у закисні сполуки, виніс Феруму із глеєвих горизонтів. Утворення закисного Феруму відбувається тільки при наявності органічної речовини і під впливом анаеробних мікроорганізмів. Закисний Ферум, який надходить з гравітаційним чи капілярним потоком вологи в зону аерації, окислюється і випадає у вигляді сесквіоксидів Феруму. В результаті у профілі утворюються обеззалізнені білі плями та озалізнені іржаві плями [43].

Одним із яскравих проявів динаміки вмісту сполук Феруму в ґрунтах є сегрегація чи випад його частини із ґрунтових систем з перетворенням в різного роду новоутворення: плями, примазки, конкреції, ортштейнові шари, ортзанди та інші. Всі Ферум-Манганові новоутворення за часом утворення можна умовно поділити на три групи:

– пов'язані із сучасним ґрунтотворенням;

– пов'язані з реліктовим ґрунтотворенням;

– змішані.

До сучасних новоутворень відносяться іржаві і сизі плями, примазки і конкреції до 0,3-0,4 см в діаметрі. До реліктових відносяться ортштейнові та ортзандові прошарки. До змішаних відносять як залишкові з минулих стадій ґрунтотворення, так і учасні [93].

Сегрегація Феруму пов'язана із переходом його спершу в закисні сполуки, а потім в оксигідратні при сезонній посушливості зони сегрегації. В умовах постійного ґрунтово-поверхневого зволоження сегрегація Феруму в новоутворення, як правило, не відбувається.

Склад конкреційних новоутворень залежить від гранулометричного і хімічного складу ґрунтів; від умов та інтенсивності зволоження; глибини просочування вологи та швидкості її випарування [105].

Орудніння – це процес гіпергенного накопичення оксидів Феруму різного ступеня гідратації у товщі ґрунту з утворенням рудяка або рудякового горизонту (болотної руди) [19]. Залежно від стадії розвитку процесу морфологічний прояв його буде різний. Цей процес проявляється в місцях геохімічних бар'єрів для Феруму: притерасні зниження у заплавах, місця виходу залізистих ґрунтових вод у депресіях рельєфу, окраїни боліт (особливо низинних).

На ранніх стадіях (у часі або просторі) формуються озалізнені торф'яні або мінеральні горизонти, інтенсивно забарвлені вохристо-бурими оксидами Феруму, що містять мікроконкреції концентричної будови. На зрілих стадіях формуються конкреційні горизонти, які складаються з окремих або зцементованих між собою новоутворень концентричної будови неправильної форми, великих новоутворень натічної форми.

Процес орудніння відбувається за умови вмісту в ґрунтових водах значної кількості закисного Феруму: над дзеркалом ґрунтових вод існує зона найменшого змочування, де в зовнішній смузі, розчинений у воді закисний Ферум окислюється і випадає в осад у вигляді вохристо-бурого осаду, утворюючи озалізнені прошарки [19].

Таким чином, основою для формування конкреційних новоутворень є наявність певних мінералів, чергування окисно-відновних умов, збільшення ступеня оглеєння ґрунту, участь специфічної і неспецифічної мікрофлори та вплив сукупності ґрунтотворних процесів.

1.2. Методологічні проблеми дослідження ґрунтових Fe-Mn новоутворень

Методологія - це наука про структуру, логічну організацію, засоби і методи діяльності. Зазвичай під методологією розуміють, перш за все, методологію наукового пізнання, яка є сукупністю теоретичних положень про принципи побудови, форми і способи науково-пізнавальної діяльності. Методологію можна розглядати і як певну систему основоположних ідей. Методологія - це сукупність правил визначення понять, виведення одних знань з інших, методів, прийомів, операцій наукового дослідження у всіх галузях науки і на всіх етапах дослідження [28]. Географічна наука, як і інші науки, визначає об’єкт, предмет, методи, концепції, принципи, закони і закономірності науково-пізнавальної діяльності, які становлять її методологію [66] .

Вивчення Fe-Mn новоутворень передбачає вирішення теоретико-методологічних проблем дослідження: генетичної, термінологічної, класифікаційної та аналітичної.

Впродовж всього періоду вивчення конкреційних новоутворень дослідники по-різному трактували терміни ортштейн, ортзанд та конкреція. В кінці XIX – на початку XX ст. під терміном «ортштейн» розуміли залізисті зцементовані новоутворення піщаних ґрунтів. Тому у своїх працях, F. Senft [101], Н. Павлинов [93] та інші пов'язували утворення ортштейну з вересовою рослинністю. Senft F. (1862) відносив ортштейни до загальної групи залізистих руд і діагностував їх за місцем їхнього утворення (болотні, лучні, польові) та вважав ортштейни перехідною стадією від рихлого залізистого піску до справжніх лімонітів [101]. Павлинов Н. (1887) називав такі новоутворення «коллюнітом», оскільки підтверджував великий зв'язок між ортштейном та вереском («calluna»), об'єднуючи під цією назвою як рихлі різновиди (ortsand), так і щільні (ortstein) [93].

У 1922 році В. В. Геммерлінг уперше розділив та подав достатньо точне визначення Fe-Mn новоутворень, запропонувавши називати ортштейном округлі конкреції, а для залізистих новоутворень піщаних ґрунтів зберегти термін ортзанд. Македонов А. В. дав визначення конкреції, як мінеральним стяженням, що ростуть на субпаралельних поверхнях, відокремлених від оточуючого середовища за складом, будовою та іншими літологічними ознаками [19]. Згідно канадської наукової термінології «конкреція» означає затверділу масу або концентрацію хімічних сполук, таких як оксиди Феруму, у вигляді зерен чи нодулів різного розміру [69].

Vepraskas M. J. зазначає, що терміни конкреція та нодуль можуть використовуватися як синоніми [107]. Подібний висновок напрошується на основі визначень, наведених у термінологічних словниках та тематичних енциклопедіях (Нідерланди, США) [77;103]. Однак, сучасні дослідження за допомогою поляризаційної та скануючої електронної

мікроскопії виявили, що в ґрунтах зустрічаються два чітко відмінні типи Fe-Mn новоутворень твердої консистенції: нодуль (від лат. слова «nodus» – вузлик) – морфологічний елемент з відносно рівномірним насиченням оксидами Fe та Mn у межах всього перерізу; конкреція (від лат. слів «con» – разом та «crescere» – рости) - морфологічний елемент, що має внутрішню структуру, відмінну за хімічним складом від добре виражених концентричних кілець акумуляції Fe та Mn [38;80].

Таке термінологічне різноманіття зумовлене, в основному, відсутністю загальноприйнятної класифікації та неоднозначного вирішення класифікаційної проблеми.

Перша спроба класифікувати ґрунтові новоутворення належить С. А. Захарову (1927) (табл.1.1), який розділив їх за хімічним складом і формою (нальоти та вицвіти; примазки, кірки та ін.; прожилки, трубочки та ін.; конкреції чи стяження; прошарки) [23]. Захаров С. А. стверджував, що сполуки Феруму, фосфорної кислоти, глинозему та частково Мангану часто зустрічаються разом. Нальоти мають вигляд тонких буруватих залізистих плівок, примазки відрізняються вохристо-бурим забарвленням, сплетіння тонких вохристих жилок утворюють залізисті «псевдоміцелії» чи бурі манганові дендрити на поверхні структурних елементів. Концентрація сполук Феруму та Мангану призводить до утворення пунктацій, які надалі формують рудякові зерна. В піщаних та супіщаних опідзолених ґрунтах, в результаті поєднання глинозему та Феруму утворюються суцільні щільні ортштейнові горизонти, рудяки, ортзанди. Сполуки закисного Феруму у формі вівіаніту зустрічаються в глибоких вологих горизонтах болотних ґрунтів. Надалі, під дією повітря вівіаніт починає окислюватися, що призводить до «цвітіння» ґрунту, який покривається сизими, голубуватими, а згодом – бурими відтінками [23].

Таблиця 1.1

Класифікація новоутворень Феруму у ґрунтах за С. А. Захаровим (1927) [23]

Форма, хімічний склад	**Нальоти, вицвіти**	**Примазки, кірки, та ін.**	**Прожилки, трубочки та ін.**	**Конкреції чи стяження**	**Прошарки**
Півтора-оксиди- R_2O_3, марганцю та фосфорної кислоти – MnO_2, P_20_5	Вохристі плівки та вицвіти	Рижі, вохристі плями, примазки, язики; дендрити і чорні плями MnO_2	Бурі трубочки, бурі і рижі прожилки	Темно-бурі рудякові зерна	«Залізняк», «рудяк», ортштейни, прошарки руди – «ортзандри», «жорства»
Сполуки закисного заліза – FeO	Сизуваті плівки	Голубуваті плями, язики		Білі, буріючи на повітрі скупчення FeO	

Згодом, спроби класифікувати новоутворення зустрічаються у працях Р. Брюєра (1964) [71], А. В. Македонова (1966) [23], В. А. Ковди (1973) [47], Б. Г. Розанова (1975) [23] та інших.

Брюєр Р. запропонував систематизувати новоутворення за формою та складом, орієнтуючись як на макро- так і на мікроморфологічних дослідженнях та виділив: кутани, педотубули, глобули, кристалярії, субкутані явища, фекальні таблетки [71].

Кутани – це зміна текстури або складення на природних поверхнях у ґрунтовому матеріалі в результаті акумуляції будь-яких компонентів ґрунту чи видозміни плазми «in situ» [71].

Педотубули – це педологічні явища, складені ґрунтовим матеріалом із внутрішньою формою у вигляді простих або дендритних трубок та різкими зовнішніми межами [71].

Глобули – це тривимірні одиниці округлої форми в основі ґрунтового матеріалу, морфологію яких можна встановити за

значною концентрацією певного компоненту чи різницею в складенні з наявним у глобулі матеріалом або на основі чіткої межі з цим матеріалом [71].

Кристалярії – одиничні кристали чи їхні накопичення відносно чистих фракцій плазми, до яких не належить S-матриця ґрунтового матеріалу, а утворюють суцільні маси, що за формою нагадують шпаринки, в межах яких вони формуються [71].

Субкутанні явища – це педологічні явища, які різняться відмінами в текстурі, структурі чи складенні від матриці, де вони розміщенні [71].

Фекальні таблетки – це екскременти ґрунтової фауни, які поділяються на прості та складні таблетки [71].

Згідно А.В. Македонову виділяють види ґрунтових конкреції, які в свою чергу поділяються ще на підвиди:

– залізисті конкреції ґрунтів та боліт;
– вівіанітові конкреції боліт;
– сидеритові конкреції боліт;
– вапнякові конкреції;
– залізисто-вапнякові конкреції;
– кремнеземні конкреції;
– кремнеземно-вапнякові;
– гіпсові конкреції
– ангідритові конкреції;
– глиноземні конкреції латеритних ґрунтів;
– залізисто-глиноземні латеритні кірки;
– мелантерітові конкреції; вуглекислі конкреції;
– мікроконкреції сульфідів Феруму;
– конкреції та конкреційні лінзи льоду [23].

Ковда В. А. класифікував новоутворення в ґрунтах за морфологічними ознаками наступним чином: присипки, нальоти, кірки, вицвіти, псевдоміцелії; плями, прожилки і трубки; конкреції та стяження; шари та горизонти цементації [23;47].

Розанов Б. Г. (1975) систематизував класифікаційні уявлення вчених та узагальнив систематику новоутворень ґрунтів розділивши їх за походженням: елювіальні, ілювіальні, гідрогенно-акумулятивні, дифузні, стресові, метаморфічні, прикореневі, біогенні, спадкові та реліктові (табл. 1.2) [23].

Таблиця 1.2

Класифікація ґрунтових новоутворень* [23]

С. А.Захаров, 1930 р.	Нальоти, вицвіти	Примазки, кірки, та ін.	Прожилки, трубочки та ін.	Конкреції чи стяження	Прошарки	
Р. Брюер, 1964 р.	Кутани та субкутани, кристалярії		Педотубули, кристалярії	Глобули, кристалярії	Кристалярії	Фекальні таблетки
А. В.Македонов, 1966 р.			Конкреції			
В. А.Ковда, 1973 р.	Присипки, нальоти, кірки, вицвіти, псевдо міцелії		Плями, прожилки, трубки	Конкреції і стяження	Шари, горизонти цементації	Включення слідів життєдіяльності тварин
Півтораоксиди – Fe_2O_3, Al_2O_3, Mn_3O_4 (особливо Fe_2O_3)	Вохристі нальоти і вицвіти, дендрити, скелетани	Рижі, вохристі плями, примазки, натіки, язики, плівки, сесквани, скелетани, складні кутани	Бурі та жовтувато-червоні прожилки, бурі трубочки, агротубули, ізотубули, стриотубули, складні педотубули	Темно-бурі рудякові зерна, бобовини, дробовини, ортштейнові конкреції, желваки, глобулярні хмари	Залізняк, жорства, ортштейн, ортзандр, бобова руда, псевдофібри, латерити, панцирі, кірки, айронпен	

** наведено приклад лише для Fe-Mn новоутворень*

Досить сучасною є класифікація розроблена Ф. Р. Зайдельманом та А. С. Нікіфоровою [23], де всі новоутворення поділено на два класи – конкреційні та неконкреційні новоутворення. У запропонованій класифікації автори розділили новоутворення на чотири ієрархічні рівні (клас-тип-рід-вид) (табл.1.3). Fe-Mn новоутворення відносять до класу конкреційних новоутворень, типу – марганцево-залізистих та залізистих конкреційних новоутворень.

Клас – відображає приналежність новоутворень до спільності конкреційних і неконкреційних утворень. Клас новоутворень поділяється на типи.

Тип – об'єднує новоутворення за спільністю їх хімічного складу всередині класу.

Рід – характеризує новоутворення за спільністю двох важливих ознак – форми і хімічного складу. В рід входять декілька видів.

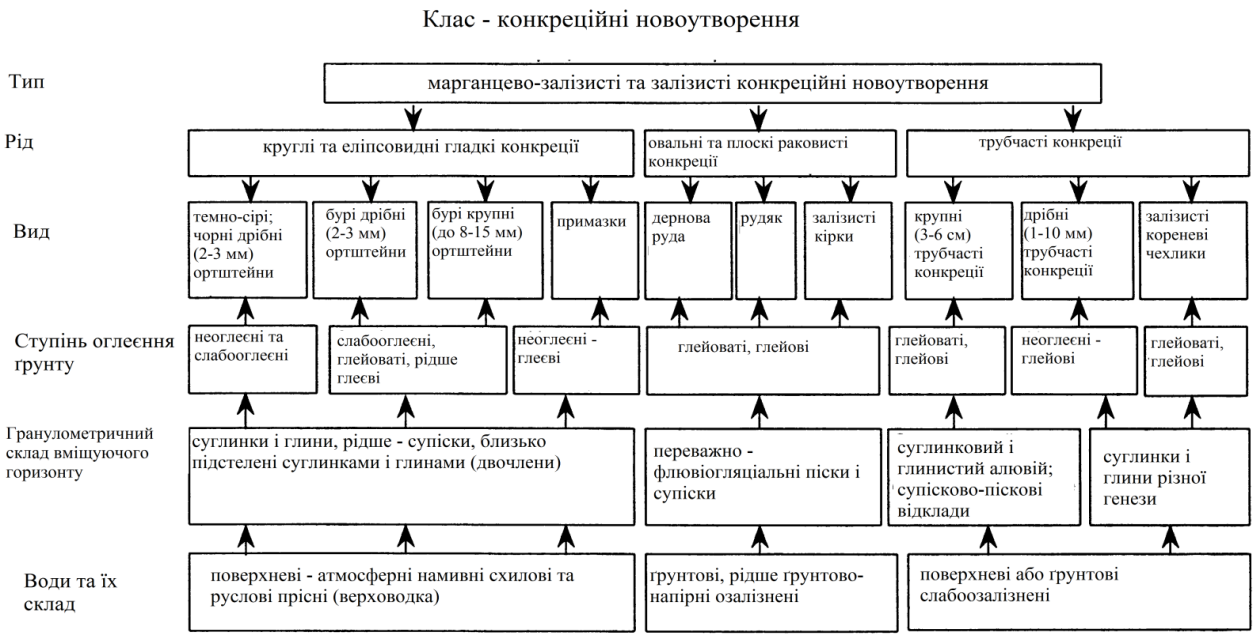
Вид новоутворень визначається спільністю кольору, форми, розміру та хімічного складу.

Таким чином, розроблена класифікація новоутворень ґрунтів лісової та лісостепової зон ґрунтується на основі оцінки їх форми, розміру, кольору та хімічного складу.

У сучасних умовах для діагностики ґрунтових новоутворень використовують класифікацію Ф. Р. Зайдельмана та А. С. Нікіфорової, оскільки автори використали поділ новоутворень на чотири ієрархічні рівні, кожному з яких притаманні певні характеристики та ґрунтується на основі оцінки форми, розміру, забарвлення та хімічного складу новоутворень. Проте, у цій класифікацій не згадано нодулі, які, ми вважаємо, можна віднести до класу конкреційних новоутворень, типу – марганцево-залізистих та залізистих конкреційних новоутворень.

Таблиця 1.3

Класифікація конкреційних і неконкреційних макроновоутворень ґрунтів лісової та лісостепової зони [23]



Отже, на сучасному етапі дослідження для діагностики Fe-Mn новоутворень використовують терміни «ортштейн», «нодуль», «конкреція». Оскільки, ці всі новоутворення, згідно вищезгаданої класифікації, є конкреційними, то, на нашу думку, доцільно виділяти лише ортштейни та нодулі. ***Нодулі*** – це новоутворення з відносно рівномірним насиченням оксидами Fe та Mn у всьому перерізі, нерегулярною формою та дифузними контурами, а їхній хімічний склад не відрізняється від оточуючого горизонту; ***ортштейни*** – новоутворення, які мають чітку внутрішню структуру, відмінну за хімічним складом із добре вираженими концентричними кільцями акумуляції Fe та Mn, овальної та трубчастої форми з чіткими контурами [21;38]. Для діагностики та вивчення Fe-Mn новоутворень важливим є використання різноманітних методів дослідження, зокрема морфологічних та аналітичних. *Метод* (від грецької *metodos*) у широкому розумінні слова – «шлях до чогось», шлях дослідження, шлях пізнання, теорія, вчення, свідомий спосіб досягнення певного результату, здійснення певної діяльності, вирішення певних задач. Він виступає як сукупність певних правил, прийомів, способів, норм пізнання і дії [30;41].

Морфологічний метод – спосіб пізнання властивостей ґрунту та новоутворень за зовнішніми ознаками: забарвленням, структурою, складенням, глибиною й послідовністю залягання горизонтів тощо. Він є базисним при проведенні польових ґрунтових досліджень і складає основу польової діагностики ґрунтів [35]. Вивчення Ферум-Манганових новоутворень має важливе значення для діагностики ґрунту та його окремих горизонтів, для вивчення його ґенези. Конкреційні новоутворення, в польових умовах, можна діагностувати за забарвленням, розміром, формою та властивостями, особливостями їхнього профільного розподілу.

Переважна більшість дослідників розділяють аналітичні методи на хімічні та фізичні. Хімічні методи аналізу сполук

Феруму використовуються ґрунтознавцями давно, вони цілком доступні та прості у виконані. Основними хімічними методами є:

– паралельне екстрагування Феруму, з виділенням наступних форм Феруму: силікатний Ферум (Fe_c), який входить в склад кристалічних ґраток (первинних мінералів; вторинних мінералів); несилікатний (вільний) Ферум ($Fe_{нс}$); окристалізований Ферум ($Fe_{окр}$) оксидів та сесквіоксидів; Ферум аморфних сполук (Fe_a) (залізистих та гумусово-залізистих сполук); рухомих сполук (обмінних та водорозчинних). Така схема розподілу дозволяє здійснити оцінку вмісту Феруму силікатних і несилікатних сполук, також експериментально визначає кількість Феруму несилікатних сполук, котрі представлені в ґрунтах сесквіоксидами та оксидами;

– послідовне екстрагування Феруму, за рахунок багаторазової дії на ґрунт одним і тим самим реагентом: екстрагування пірофосфатом (виділення з ґрунту Fe–органічних комплексів); екстрагування оксалатом (розчинення аморфних та слабоокристалізованих сполук Феруму); екстрагування дитионітом – визначення вільних форм Феруму в ґрунті.

Для того, щоб встановити елементний склад ґрунту, тобто отримати уяву про загальний вміст у ґрунті хімічних елементів або їхніх оксидів використовують валовий хімічний аналіз ґрунту (ДСТУ ISO 14869-2:2005). За умови проведення повного валового хімічного аналізу ґрунту визначають: гігроскопічну вологу; втрату при прожарюванні; вміст органічного Карбону (C), Нітрогену (N); вміст оксидів: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, CaO, MgO, SO_3, P_2O_5, K_2O, Na_2O та розрахунку на їхній основі різноманітних коефіцієнтів (Кх, співвідношення Fe:Mn та ін.) [22].

Для визначення загального Феруму, так і його різноманітних форм застосовують атомно-адсорбційний метод, об’ємний

йодометричний і комплексонометричний методи, а також ряд колориметричних методів, які дозволяють роздільно визначати Fe^{2+} та Fe^{3+} [47].

Відмінність хімічного складу конкрецій від складу дрібнозему, що у них міститься прийнято характеризувати за допомогою коефіцієнту нагромадження (Kx) [44;47;93].

$$Kx = C_{конкр.} / C_{дрібн.}, \quad (1.1)$$

де $C_{конкр.}$, $C_{дрібн.}$ – вміст елементу (x) в конкреціях та дрібноземі.

При вивченні новоутворень різної ґенези важливо об'єктивно охарактеризувати величину співвідношення Fe : Mn. Для характеристики цього співвідношення, Ф. Р. Зайдельман та А. С. Нікіфорова [44;47;93], в якості опорного реперу використовували кларки цих елементів в ґрунті, тобто

$$Fe_{кларк} : Mn_{кларк} = 3,8 : 0,085 = 45 \quad (1.2)$$

Величини співвідношення Fe : Mn < 45 вважаються низькими, а величини Fe : Mn > 45 – високими.

Розглянуті вище хімічні методи аналізу ґрунтів та новоутворень не дають відповіді на питання про мінералогічний склад оксидів Феруму. Для цього використовують фізичні методи:

– рентгеноструктурний аналіз, в основі якого є явище дифракції рентгенівських променів, які виникають при їхньому розсіюванні кристалічною речовиною;

– месбауерівська спектроскопія: метод заснований на вивченні спектрів, які отримані при взаємодії гамма-випромінювання з ядрами атома досліджуваної речовини;

– мікродифрація електронів: метод заснований на тому, що при взаємодії з електростатичним полем атомів відбувається розсіювання групи електронів.

Оригінальні відомості стосовно ультрамікробудови та хімічного складу Fe-Mn новоутворень можна отримати в

результаті використання скануючої електронної мікроскопії (SEM-EDS). Скануюча електронна мікроскопія - метод дослідження поверхні зразка, в якому використовується енергетичний та просторовий розподіл електронів, емітованих з приповерхневого шару зразка під дією гостросфокусованого електронного променя (зонда). Аналіз Fe-Mn новоутворень з використанням зазначеної технології дозволяє провести рентгенівське картування (X-ray mapping) просторового розподілу Fe, Si, Mn, Al та інших елементів, що дозволяє чітко візуалізувати різницю між нодулем та конкрецією [80;88].

Fe-Mn новоутворення добре діагностуються за допомогою мікроморфологічного аналізу. У шліфах, з використанням поляризаційного мікроскопу, чітко ідентифікуються нодулі, конкреції та інші акумуляції цих елементів за кольоровою гамою, формою, контурами і внутрішньою структурою. Ці новоутворення відрізняються від іншої маси чіткими бурими, іржавими (якщо багато Fe) або чорними відтінками (при акумуляції Mn) [38].

Для діагностики елементарних ґрунтотворних процесів та дослідження генези доцільно встановити та оцінити форми Феруму в профільно-диференційованих ґрунтах та наявних у них новоутвореннях. Для визначення валового та рухомого вмісту Феруму в лабораторних умовах найбільш доцільно використовувати метод атомно-адсорбційної спектрофотометрії (ДСТУ 4770.4:2007); вміст Феруму силікатного розраховують як різницю між його валовим вмістом і кількістю Феруму несилікатного. Несилікатний (вільний) Ферум визначають методом Коффіна, аморфні сполуки Fe – методом Тамма. Окристалізований Fe (сильно- і слабокристалізований) розраховують як різницю кількості несилікатного та аморфного [47;93].

1.3. Характеристика ключових ділянок та методи дослідження новоутворень

Під час вивчення профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття було закладено 2 ключові ділянки в межах IV-V надзаплавних терас Дністра. Для визначення морфології, хімічного складу, генези ортштейнів у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах (Stagnic Retisols) Передкарпаття ми вибрали ключові ділянки в межах Дрогобицької височини (четверта надзаплавна тераса Дністра): в околицях с. Гірне 346 м над р.м. (N 49°10’31.6» E 23°42’27.1»; N 49°10’30.6» E 23°42’24.6) та с. Довголука 362 м над р.м. (N 49°10’38.5 E 23°41’24.1; N 49°10’37.3 E 23°41’25.2) Стрийського р-ну Львівської обл., де заклали чотири ґрунтові розрізи та проводили польові морфологічні дослідження. Ґрунтотворні породи – давньоалювіальні суглинки.

З метою встановлення морфологічних особливостей буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів та наявних у них нодулів нами були закладена ключова ділянка в межах с. Лопушно 425 м над р.м (49°22’36,9’’ пн.ш 23°13’13.7’’ сх.д) та с. Лукавиця 460 м над р.м (49°24’05,9’’ пн.ш 23°13’48,4’’ сх.д) Самбірського району Львівської області (Дрогобицька височина (п’ята надзаплавна тераса Дністра), де заклали три ґрунтові розрізи. Грунтотвірні породи – алювіально-делювіальні кам’янисті відклади.

В усіх розрізах проведено морфологічний опис ґрунтових профілів, діагностовано ґрунтові новоутворення, зокрема нодулі та ортштейни. Нодулі діагностовано у двох горизонтах (елювіально-ілювіальному (EIgl) та ілювіальному (Imgl)) буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів. Розміри нодулів коливаються від 1,0-5,0 мм у EIgl горизонті до 1,0-10,0 мм у I(e)mgl горизонті. Їм притаманне чорне забарвлення, дифузні контури, неправильна, нерегулярна форма. У дерново-

підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах ми діагностували ортштейни в наділювіальній частині профілю та перехідному до породи горизонті. У гумусово-елювіальному горизонті (HEgl) розміри ортштейнів коливаються від 0,5 мм до 3 мм, в елювіальному горизонті (Ehgl) ортштейни досягають 10 мм, а у перехідному до породи горизонті (Pigl) виявлено крупні ортштейни від 1 см до 5 см, які мають реліктове походження. Вони мають чіткі зовнішні контури, концентричну внутрішню структуру з добре вираженими чорними кільцями акумуляції та овальну і трубчасту форму.

Відібрано ґрунтові зразки та новоутворення із кожного генетичного горизонту та ґрунтотворної породи для подальших лабораторно-аналітичних досліджень.

У лабораторних умовах, за загальноприйнятими методиками, у відібраних ґрунтових зразках та новоутвореннях визначено:

– фракційний склад новоутворень - ситовим методом, а визначення їхніх часток – термостатно-ваговим методом;

– валовий хімічний склад за методикою Є. В. Арінушкіної (ДСТУ ISO 14869-2:2005). На основі валового хімічного складу розрахували: коефіцієнт нагромадження (Кх) та співвідношення Fe:Mn;

– валовий та рухомий вміст Феруму - методом атомно-адсорбційної спектрофотометрії (ДСТУ 4770.4:2007);

– вміст Феруму силікатного розрахували як різницю між його валовим вмістом і кількістю Феруму несилікатного;

– несилікатний (вільний) Ферум - методом Коффіна;

– аморфний Ферум - методом Тамма;

– окристалізований Fe (сильно- і слабокристалізований) розраховували як різницю кількості несилікатного та аморфного;

– елементний та мінералогічний склад; мікроморфологічний аналіз – методом мікрорентгеноспектрометрії (вимірювання проводилися на сканувальному електронному

мікроскопі РЕМ-106 (Україна) з роздільною здатністю 5 нм та з енергодисперсійним рентгенівським детектором).

Отже, конкреційні Ферум-Манганові новоутворення у профільно-диференційованих ґрунтах представлені ортштейнами та нодулями, що сформовані в процесі чергування окисно-відновних умов, збільшення ступення оглеєння ґрунту, участі специфічної та неспецифічної мікрофлори під впливом сукупності ґрунтоворних процесів. Вивчення морфології, закономірностей поширення в межах профілю, їхніх хімічних властивостей є основою вивчення генетичної природи ґрунтів та спрямованості, інтенсивності ЕГП. Конкреційні Ферум-Манганові новоутворення є важливими при встановлені генетичної природи ґрунтів, а їхній склад і властивості є основою діагностики ступеня гідроморфізму, причини заболочення та хімічного складу ґрунтових вод. Вивчення конкреційних Fe–Mn новоутворень передбачає вирішення генетичної, термінологічної, класифікаційної та аналітичної проблем. Згідно класифікації, досліджувані новоутворення є конкреційними, тому, доцільно діагностувати їх як ортштейни і нодулі та віднести до класу конкреційних Ферум-Манганових новоутворень, типу – марганцево-залізистих та залізистих конкреційних новоутворень.

РОЗДІЛ 2. ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ҐРУНТІВ І КОНКРЕЦІЙНИХ НОВОУТВОРЕНЬ

Територія Передкарпаття розташована у перехідній смузі між північно-східним краєм Подільської височини та північно-східними схилами Українських Карпат і характеризується відмінностями у рельєфі, кліматичних і біологічних чинниках ґрунтотворення, рівнях залягання та хімізмі ґрунтових вод, що зумовило формування різних за ґенезою, морфологією та спектром ґрунтотворних процесів ґрунтів.

За природніми особливостями Передкарпаття розмежовується з Українськими Карпатами і Подільською височиною. Межа із Карпатами є чітко виражена і на південному заході співпадає з краєм північно-східних схилів Зовнішніх Карпат, натомість виділення меж на північному сході з Подільською височиною є дискусійним. Згідно фізико-географічного районування ця межа проходить від кордону з Польщею вздовж р. Завадівка у напрямку до м. Городка, а далі вздовж долин рік Верещиці і Дністра до гирла р. Свіча [11;50]. Ми у своїх дослідженнях використовуємо схему агрогрунтового та природно-сільськогосподарського районування, згідно яких територія Передкарпаття простягається від смт. Нижанковичі по долині р. Стивігор, до місця її впадіння у р. Дністер, вздовж Дністра і до долини р. Свіча, яка відділяє його від Пригорганського Передкарпаття [6;24;40;62].

За удосконаленою схемою фізико-географічного районування України, Передкарпатська височинна область віднесена до Карпатської гірської країни, краю Українські Карпати і поділяється на 11 районів [33]. За геоморфологічним районуванням Передкарпатська область входить до складу Карпатської гірської

країни, провінції Східні Карпати, підпровінції Лісисті (Українські) Карпати, в межах якої виділено три підобласті: Пригорганське та Покутсько-Буковинське Передкарпаття. У межах Передкарпаття виокремлюється 25 геоморфологічних районів, з яких 6 – у межах Передкарпаття [25].

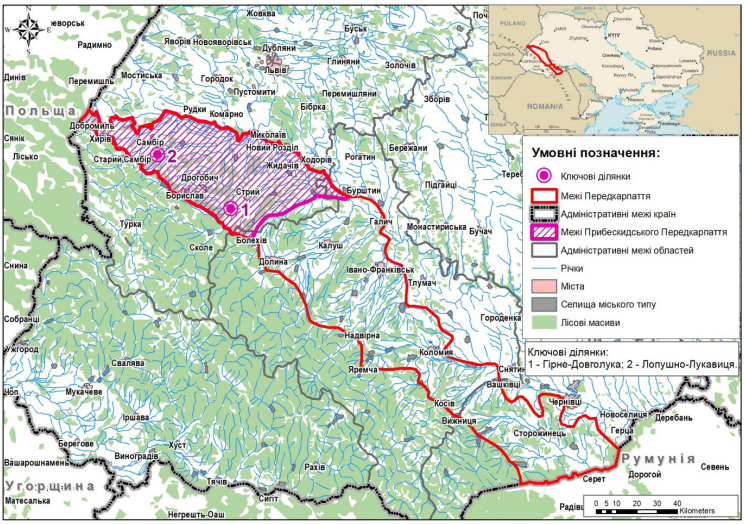


Рис. 2.1. Картосхема Передкарпаття

2.1. Геологічна будова та ґрунтотворні породи

Передкарпаття знаходиться в межах єдиної тектонічної зони Передкарпатського крайового прогину, який поділяється на дві зони – внутрішню і зовнішню, які відрізняються історією розвитку, будовою та стратиграфічним розрізом [11]. Зовнішня зона сформувалась на південно-західній окраїні мезозойської платформи, тому вона складена породами тортону і сармату, які залягають на відкладах рифею, палеозою і мезозою. Внутрішня зона сформувалася на початку неогену на північно-східному краї Карпатської геосинкліналі [8-10;12].

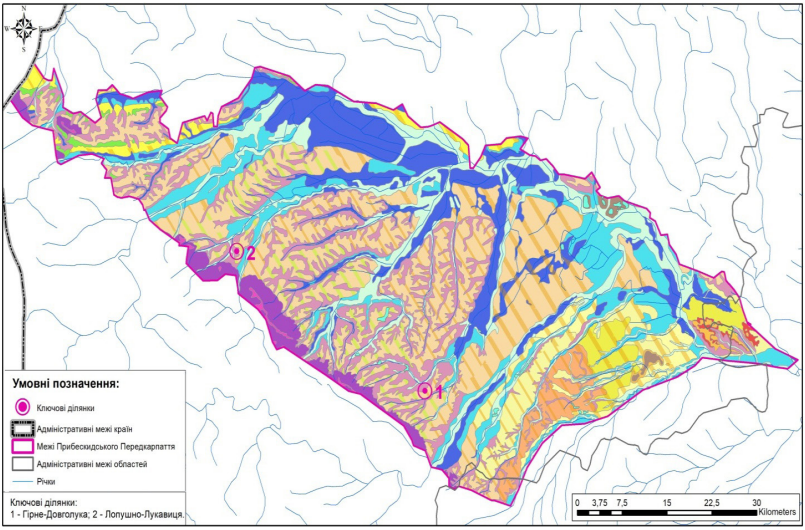
Тортонські і сарматські відклади представлені теригенно-хемогенними породами богородчанської, тираської, косовської та дашавської свит. У Прибескидському Передкарпатті відмічаються максимальні потужності неогенових відкладів, які приурочені до Угерсько-Крукеницької западини [12].

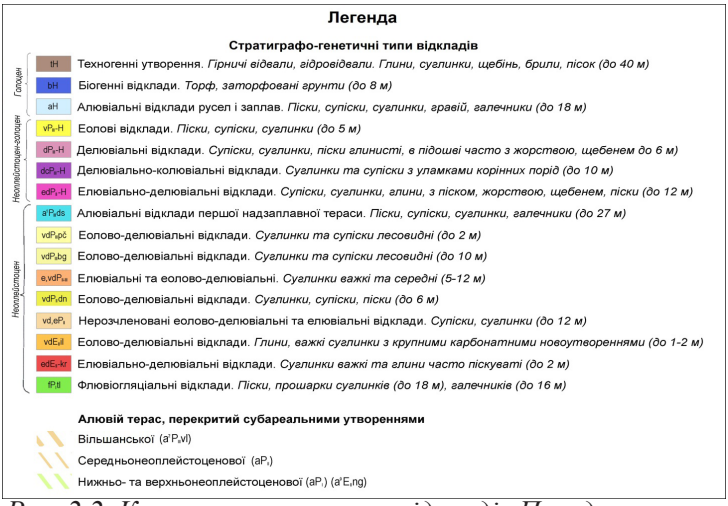
Контакт між зовнішньою і внутрішньою зонами Передкарпатського прогину виражений у формі Стебницького насуву міоценових відкладів внутрішньої зони на зовнішню, а на глибині – у вигляді регіонального Стрийського глибинного розлому. Межа з платформою відмічається по серії ступінчастих скидів [12;50].

Внутрішня зона Передкарпатського крайового прогину складена з більш давніх молас. У геологічній будові беруть участь крейдові, палеогенові, неогенові відклади. Крейдові і палеогенові відклади внутрішньої зони є подібними до аналогічних утворень Скибової зони Карпат, а неогенові відклади представлені нижніми і верхніми моласами. Нижні моласи – це засолені глини воротищенської та їхні аналоги – слобідські конгломерати, грубоуламкові відклади загорської і флішоїдні утворення добротівської свити, соленосні породи стебницької і галицької свити. Верхні моласи тортону і сармату є подібними до аналогічних утворень зовнішньої зони [24;27]. Товща відкладів внутрішньої зони представлена лінійно витягнутими складками, що перекинуті на північний схід. Складки мають пологе, нормально падаюче, південно-західне крило і перекинуте, нерідко зрізане, північно-східне. Поперечними і повздовжніми розривами складки розділено на три підзони: Бориславську, Долинську і Дрогобицьку [10;11].

Передкарпаття є типовою передгірською алювіально-делювіальною рівниною, тому переважають четвертинні відклади, які є ґрунтотворними породами. Переважаючими серед четвертинних відкладів є суглинки, значне поширення мають також галечники, в меншій мірі піски. У межах Передкарпаття найбільш поширені

алювіальні та алювіально-делювіальні генетичні типи четвертинних відкладів [17;18].





Легенда

Стратиграфо-генетичні типи відкладів

Голоцен
- tH — Техногенні утворення. *Гірничі відвали, відровідвали. Глини, суглинки, щебінь, брили, пісок (до 40 м)*
- bH — Біогенні відклади. *Торф, заторфовані ґрунти (до 8 м)*
- aH — Алювіальні відклади русел і заплав. *Піски, супіски, суглинки, ґравій, галечники (до 18 м)*

Неоплейстоцен-голоцен
- vP$_4$-H — Еолові відклади. *Піски, супіски, суглинки (до 5 м)*
- dP$_4$-H — Делювіальні відклади. *Супіски, суглинки, піски глинисті, в підошві часто з жорствою, щебенем до 6 м)*
- ddP$_4$-H — Делювіально-колювіальні відклади. *Суглинки та супіски з уламками корінних порід (до 10 м)*
- edP$_4$-H — Елювіально-делювіальні відклади. *Супіски, суглинки, глини, з піском, жорствою, щебенем, піски (до 12 м)*

Неоплейстоцен
- a'P$_4$ds — Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси. *Піски, супіски, суглинки, галечники (до 27 м)*
- vdP$_4$pč — Еолово-делювіальні відклади. *Суглинки та супіски лесовидні (до 2 м)*
- vdP$_4$bg — Еолово-делювіальні відклади. *Суглинки та супіски лесовидні (до 10 м)*
- e,vdP$_{4-H}$ — Елювіальні та еолово-делювіальні. *Суглинки важкі та середні (5-12 м)*
- vdP$_4$dn — Еолово-делювіальні відклади. *Суглинки, супіски, піски (до 6 м)*
- vd,eP$_4$ — Нерозчленовані еолово-делювіальні та елювіальні відклади. *Супіски, суглинки (до 12 м)*
- vdE$_3$il — Еолово-делювіальні відклади. *Глини, важкі суглинки з крупними карбонатними новоутвореннями (до 1-2 м)*
- edE$_3$-kr — Елювіально-делювіальні відклади. *Суглинки важкі та глини часто піскуваті (до 2 м)*
- fP$_1$tl — Флювіогляціальні відклади. *Піски, прошарки суглинків (до 18 м), галечників (до 16 м)*

Алювій терас, перекритий субареальними утвореннями
- Вільшанської (a'P$_4$vl)
- Середньонеоплейстоценової (aP$_3$)
- Нижньо- та верхньонеоплейстоценової (aP$_2$) (a'E$_4$ng)

Рис. 2.2. Карта четвертинних відкладів Передкарпаття (розроблено на основі Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000 Волино-Подільської (аркуші М-35-XIX (Львів) [111]) та Карпатської серій (аркуші М-34-XXIV (Дрогобич) та М-35-XXV (Івано-Франківськ) [112]).

За часом утворення четвертинні відклади відносяться до нижньоплейстоценових, середньоплейстоценових, верхньоплейстоценових і голоценових [56]. Нижньоплейстоценові відклади представлені алювієм і залягають на межиріччі Стрия-Тисьмениці-Бистриці, Бистриці-Дністра, на відносних висотах 50-70 м. Середньоплейстоценові відклади складають четверту надзаплавну терасу Дністра і Стрия, покриваючи великі площі. У будові I-III надзаплавних терас Передкарпаття значне місце посідають верхньоплейстоценові відклади, які приурочені до двох рівнів з відносними висотами 15-10 та 6-8 м. Голоценові відклади складають перші надзаплавні тераси Дністра і його карпатських приток [50].

Особливості тектоніки і геологічної будови Передкарпаття нерозривно зв'язано з розвитком Передкарпатського крайового прогину, зародження якого відбулося у верхньоолігоценовий–нижньоміоценовий час, з яким співпадає головна фаза складкоутворення і підняття флішових Карпат [65].

Профільно-диференційовані ґрунти сформувалися на давньоалювіальних кам'янистих та алювіально-делювіальних відкладах мулувато-легко-середньоглинистого, грубопилувато-легкоглинистого гранулометричного складу (табл. 2.1) [30;50]. Саме суглинковий, глинистий гранулометричний склад та диференціація профілю за мулом є одним із важливих чинників формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень у профільно-диференційованих ґрунтах. Оскільки, у ґрунтах легкого гранулометричного складу формуються ортзанди (залізисті гідрогенно зцементовані новоутворення, які виникають в зоні аерації легких (піщано-супіщаних ґрунтів різної ґенези при близькому заляганні слабоозалізнених ґрунтових вод)).

Таблиця 2.1

Гранулометричний склад ґрунтотворних порід профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

Назва горизонту, глибина відбору зразка (см)	Розміри частинок в мм, кількість, %							Назва ґрунту за гранулометричним складом (за Качинським)
	Фізичний пісок			Фізична глина			Σ частинок <0,01	
	Пісок		Пил			Мул		
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001		
Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт (ліс)								
P gl (140–150)	0,7	11,3	48,8	8,8	12,0	18,4	39,2	Грубопилувато-середньосуглинковий
Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт (рілля)								
P gl (150-160)	0,0	12,0	48,4	8,2	12,4	19,0	39,6	Грубопилувато-середньосуглинковий
Буроземно-підзолистий середньокам'янистий оглеєний ґрунт (пасовище)								
P gl (120–130)	2,2	13,8	28,4	8,4	11,5	35,7	55,6	Мулувато-Легкоглинистий
Буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт (ліс)								
P gl (168-178)	1,1	2,6	27,8	16,3	16,1	36,1	68,5	Мулувато-Легкоглинистий

Ґрунтотвірна порода дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів характеризується грубопилувато-середньосуглинковим складом, домінує фракція грубого пилу (48,4-48,8%), значний відсоток складає фракція мулу (18,4-19,0%). Натомість, ґрунтотвірна порода буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів мулувато-легкоглинистого гранулометричного складу, переважає фракція мулу (35,7-36,1%) та грубого пилу (27,8-28,4%). Характерною ознакою цих порід є незначний вміст або відсутність фракції фракції грубого піску (0,7-2,2%). Важкий (глинистий) гранулометричний склад ґрунтотвірних порід обумовлює їхню низьку водопроникність та тривале перезволоження профілю буроземно-підзолистих ґрунтів, домінування відновних умов, мінімізацію глеє-елювіальних процесів та формування нодулів in situ.

2.2. Гідрогеологічні умови

Згідно з гідрогеологічним районуванням України, за умовами формування підземних вод територія Передкарпаття знаходиться у межах Передкарпатського артезіанського басейну [61].

За умовами залягання, сучасним поповненням запасів підземних вод четвертинних відкладів, літологічним складом водоносних порід, а також кліматичним фактором територія Передкарпаття виділяється як самостійна гідрогеологічна область – Передкарпатський крайовий прогин, у межах якої виділяється два райони [59;67]. Територія досліджень приурочена до гідрологічного району вод алювіальних відкладів річкових долин правобережної частини басейну Дністра, де підземні води залягають на глибині 5-7-10 м. Ці води слабонапірні з продуктивністю алювіального водного горизонту 2-3 $м^3$/год, іноді 10 $м^3$/год, прісні з мінералізацією 0,5-1,0 г/л. Загальна жорсткість вод алювіальних відкладів коливається у межах 0,33- 30,4 мг.екв, постійна – 0,39-10,94 мг.екв [50;59;67].

Хімічний склад підземних вод четвертинних відкладів Передкарпаття сформувався у результаті взаємодії комплексу фізико-географічних умов місцевості, рельєфу, клімату, мінерального складу і фізичних властивостей водовміщуючих порід, їхньої покрівлі та дії живих організмів. Поповнюючи запаси ґрунтових вод, атмосферні опади інфільтруються через покрівлю водоносних горизонтів і шляхом вилуговування збагачуються розчинами солей. Напірні води корінних порід, які більш мінералізовані також мають значний вплив на формування хімічного складу підземних вод алювіальних відкладів окремих ділянок Передкарпаття. Ці фактори зумовлюють формування у межах Передкарпаття вод алювіальних відкладів гідрокарбонатно-хлоридно-кальцієво-натрієвого складу [67].

Враховуючи досить глибоке залягання вод алювіальних відкладів (7- 10 м) у межах IV-V терас Передкарпаття, вони не мають помітного впливу на сучасні процеси і властивості дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних та буроземно-підзолистих оглеєних грунтів. Оглеєння нижньої частини ґрунтового профілю цих ґрунтів є свідченням високого рівня залягання ґрунтових вод у пліоцені, який поступово знизився внаслідок підняття території в плейстоцен-голоценовий час [50].

Формування у профільно-диференційованих ґрунтах щільних ілювіальних горизонтів, які за гранулометричним складом є пилувато-важкосуглинковими у сукупності із надлишковим зволоженням, зумовлює їхнє поверхневе оглеєння [7]. Промивний, застійно-промивний типи водного режиму посилює оглеєння основних типів ґрунтів Передкарпаття, сприяючи їхньому поверхневому оглеєнню [30]. Багато дослідників пов’язували утворення Ферум-Манганових новоутворень із процесом оглеєння і зазначали, що із збільшенням ступеня заболоченості збільшується кількість новоутворень [72;94]. Проте, незмінною умовою формування конкреційних новоутворень є періодична зміна сухих та вологих періодів. Динаміка окисно-відновного потенціалу ґрунту – головний чинник геохімічної поведінки Fe та Mn. Під час вологого періоду з домінуванням відновних умов ці елементи переходять у рухомий стан, формують водно-дисперсне середовище і насичують різноманітні пустоти. При висиханні ґрунту і переважанні окисних умов, вони окиснюються і осідають на різноманітних морфологічних елементах, на стінках пор чи закупорюють їх. Головна умова осадження – поява у поровому просторі Оксигену [68;84]. Повторення таких циклів призводить до концентричності чи лускуватості у внутрішній

структурі Fe-Mn новоутворень та їхнього сезонного рост [90;91]. Важливу роль відіграє специфічний водний режим, саме підняття та опускання ґрунтових вод разом із зміною окисно-віднових умов зумовлює формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень. Оскільки, ґрунтові води гідрокарбонатно-хлоридно-кальцієво-натрієвого складу, тому акумуляція Феруму та Манагану відбувається із дрібнозему ґрунту. Таким чином, пульсація вод є стимулом вивільнення півтораоксидів Феруму та Мангану із грунтовою маси, переходу в розчин і осадження їх у формі новоутворень.

2.3. Рельєф

Рельєф є важливим чинником ґрунтотворення і поширення профільно-диференційованих ґрунтів, оскільки він відіграє основну роль у перерозподілі тепла, вологи та продуктів вивітрювання. Саме зміна гіпсометричних рівнів визначає зміну кліматичних параметрів, рівень залягання ґрунтових вод, тип рослинних формацій, що в сукупності зумовлюють морфологічні особливості та фізико-хімічні властивості ґрунтів Передкарпаття.

Передкарпаття – геоморфологічна область у межах Карпатської гірської країни: провінція Східні Карпати, підпровінція – Лісисті (Українські) Карпати. Домінуючими комплексами форм рельєфу є пластово-денудаційні і пластово-акумулятивні височини. За особливостями рельєфу Передкарпаття поділяється на (Північно-Західне), Пригорганське (Центральне) і Покутсько-Буковинське (Південно-Східне) [25].

Формування рельєфу Передкарпаття почалося з кінця сармату, коли опускання території змінилося підняттям. Із

середини пліоцену територія Передкарпаття перетворилася в область зносу та акумуляції. У цей період територія Передкарпаття була слаборозчленованою акумулятивною рівниною з густою річковою сіткою і неглибоким рівнем залягання ґрунтових вод, що сприяло поширенню процесів оглеєння нижньої частини відкладів. У плейстоцені відбулися тектонічні рухи, а в голоцені вся територія почала повільне підняття. Це призвело до дренування ділянок сучасних межиріч та викликало перерозподіл річкової сітки, глибоку лінійну ерозію і формування цілої серії річкових терас [1;11].

У розвитку і формуванні гідросітки Передкарпаття виділяється п'ять етапів, як пов'язані з діяльністю льодовика. Більшість дослідників у межах Передкарпаття виділять п'ять терас [11;57].

Перша надзаплавна тераса (2,5-4 м) шириною від 1-1,5 км до 8-10 км (в межах Верхньодністерської рівнини). Потужність алювію коливається від 9- 10 м до 18 м. Друга надзаплавна тераса (7-12 м) поширена на всьому верхньому Передкарпатському відрізку Дністра. Висота третьої надзаплавної тераси коливається в межах 15-20 м. Четверта тераса висотою 35-50 м є домінуючою на території Передкарпаття [13]. П'ята тераса (висотою 50-70 м) найбільші площі займає на межиріччях Дністра та Стрия [57].

У долині ріки Стрий відносна висота п'ятої тераси становить 50 м. В межах досліджуваної території її висоти коливаються в межах 50-70 м. Четверта тераса в долині Стрия висотою 27-43 м є домінуючою; третя тераса висотою до 22 м, вниз за течією понижується до 15 м і менше. Найбільші площі в долині р. Стрий займають друга (4-5 м) і перша (2,5-3 м) надзаплавні тераси, які творять відомий конус виносу р. Стрий [65].

На основі аналізу рельєфу, його структурно-геологічної єдності та спільності походження, у межах Передкарпаття

можна виділити такі типи рельєфу: 1) долинно-терасовий; 2) улоговинно-терасовий; 3) денудаційно-акумулятивний.

В основі будови терас залягають піщанко-галечникові і галечникові відклади, що зверху перекриваються суглинками, які мають найбільшу потужність у межах IV-V терас, де вона коливається від 8 до 20 м. Суглинки бурувато-палевого кольору з іржавими плямами і конкреційними Ферум-Мангановими новоутвореннями, що є ознаками давнього оглеєння і коливання рівня ґрунтових вод. Вони ущільнені, безкарбонатні, у нижній частині мають тонкошарувату структуру.

Найголовнішими зовнішніми факторами і явищами, які приймали участь у розвитку рельєфу Передкарпаття є ерозійно-акумулятивні процеси, які зумовили значне розчленування території. Густота річкової сітки з врахуванням рік довжиною менше 10 км коливається у межах 0,71-11,5 км/км^2 [4;29].

Передкарпаття характеризується найменшими абсолютними висотами [4;24]. У межах досліджуваної території виділяються дві зони з різними абсолютними відмітками, які поступово знижуються в бік Дністра. Перша простягається вузькою смужкою біля підніжжя гір з абсолютними висотами в 370-380 м на межиріччі Дністра-Тисьмениця і 400 м на межиріччі Тисьмениця-Стрий, в напрямку до краю Карпат ці висоти помітно зростають. Друга зона, шириною 10-15 км, з висотами поверхні 300-330 м, обривається до Дністра уступом 30-40 м [6].

У межах Передкарпаття виділяють чотири геоморфологічні райони: Верхньодністерська алювіальна рівнина, Стривігорська денудаційно-акумулятивна височина, Дрогобицька денудаційно-акумулятивно-ерозійна височина, Моршинська денудаційно-акумулятивна височина (табл. 2.2, рис. 2.3) [25].

Таблиця 2.2

Схема геоморфологічного поділу Передкарпаття [25]

Область	Підобласть	Район	Підрайон
Передкарпаття	Предкарпаття	Верхньодністровська алювіальна рівнина	Самбірська улоговина Стрийсько-Жидачівська улоговина
		Стривігорська денудаційно-акумулятивна височина з поширенням водно-льодовикових форм	
		Дрогобицька денудаційно-акумулятивна височина	Бистрице-Підбузька височина Колодницька височина
		Моршинська денудаційно-акумулятивна височина	

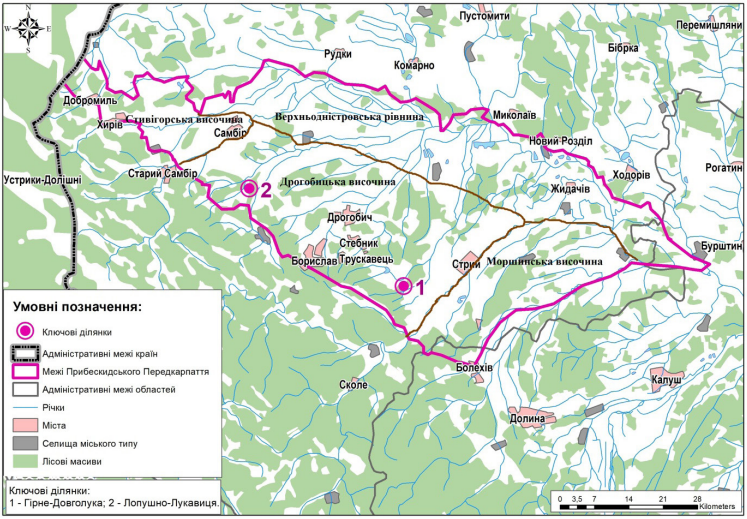


Рис. 2.3. Картосхема геоморфологічних районів Передкарпаття [25]

Оскільки, профільно-диференційовані ґрунти в межах Передкарпаття приурочені до височин, тому подаємо їхній опис.

Стривігорська денудаційно-акумулятивна височина, розміщена поблизу краю Карпат, охоплює, здебільшого, межиріччя Болозівки – Стривігора, Стривігора – Дністра. Переважаючі абсолютні висоти коливаються від 300 м на межиріччі Стривігора – Болозівки до 450 м поблизу краю гір. Для межиріч характерний увалисто-балковий рельєф, добра терасованість. Простежується п'ять надзаплавних терас [25].

Дрогобицька денудаційно-акумулятивно-ерозійна височина розміщена на межиріччі Дністра – Стрия з переважаючими абсолютними висотами 300– 400 м. Значні площі на межиріччях займають поверхні четвертої та п'ятої надзаплавної терас, поблизу краю гір трапляються фрагменти денудаційних поверхонь (педиментів). Структурно Дрогобицька височина приурочена, здебільшого, до Самбірського покриву Внутрішнього Передкарпаття. Свідченням новішої тектонічної активності в межах Дрогобицької височини є доволі розвинута ярково-балкова мережа [25;26]. У тектонічному відношенні вона відповідає внутрішній зоні Передкарпатського крайового прогину. Зміщений міоценовий комплекс у межах височини зрізується денудаційною поверхнею і перекривається алювіальними галечниками і суглинками [50]. За деякими відмінностями в морфології рельєфу Дрогобицьку височину поділяють на два підрайони – Бистрице-Підбузьку та Колодницьку височини [26]. Територія височини розчленована карпатськими притоками Дністра (Бистриця, Тисьмениця, Колодниця) на увалисто-хвилясті межиріччя, які поступово знижуються у напрямку Дністра. У межах височини переважають висоти 300-400 м, а в напрямку до Карпат вони

помірно зростають. Основну площу височини займає четверта тераса Дністра, третя – виражена тільки окремими ерозійними останцями з майже рівною поверхнею. З наближенням до Карпат у рельєфі межиріч виділяються 5-7 річкові тераси. У морфології річкових долин спостерігається вріз сучасних русел в алювіальні відклади, що свідчить про нові тектонічні підняття [25;50;65].

У межах Дрогобицької структурно-ерозійної височини фоновими є дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні грунти, а на вододільних поверхнях та їхніх схилах зустрічаються буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти, які не займають суцільних ареалів, а поширені фрагментарно. Ці ґрунти є об'єктом наших досліджень.

Моршинська денудаційно-акумулятивна височина розміщена на межиріччі Стрия – Свічі. Переважні площі межиріччя зайняті поверхнею п'ятої надзаплавної тераси. Ближче до краю гір трапляються фрагменти денудаційно-акумулятивних і денудаційних поверхонь, що пов'язані з шостою терасою. Схили межиріччя розчленовані численними потоками, залісненими балками та ярами [25;26].

Рельєф на формування конкреційних новоутворень немає безпосереднього впливу, проте зумовлює зміну ґрунтотворних порід, кліматичних показників, рівня залягання ґрунтових вод, їхній перерозподіл тощо. У сукупності, ці чинники впливають на формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень та їхній розподіл в межах ґрунтового профілю.

2.4. Клімат

Територія Передкартпаття знаходиться в межах помірної кліматичної зони, атлантико-континентальної області, рівнинній підобласті. Клімат досліджуваної території формується

під впливом радіаційних умов, атмосферної циркуляції, що обумовлюється переважаючим західним переносом і орографічним впливом Карпатської дуги і характером рельєфу.

Річна сума сумарної радіації в межах Передкарпаття складає 90-98 ккал/см^2, а максимальні суми в річному ході припадають на червень-липень. У складі сумарної сонячної радіації розсіяна радіація переважає над прямою, особливо у зимові місяці, коли збільшується хмарність і розсіяна радіація становить 70-80% по відношенню до сумарної кількості сонячної радіації [2]. Положення території Передкарпаття відносно азорського, ісландського і сибірського центрів дії атмосфери визначає умови атмосферної циркуляції і зумовлює панування західного переносу повітряних мас.

Основне кліматотворне значення у межах Передкарпаття відіграє чергування антициклонів та циклонів. Взимку, відгалуження сибірського антициклону зумовлює переважання південно-західних та західних потоків повітряних мас в межах Передкарпаття. Натомість, влітку посилюється вплив азорського антициклону із західними і північно-західними повітряними масами і це зумовлює переважання літніх опадів над зимовими. Збільшення абсолютних висот території призводить до збільшення кількості опадів у передгірській частині Передкарпаття [50;56].

Під впливом радіаційних умов і циркуляційних процесів атмосфери у межах Передкарпаття формується помірно континентальний клімат із надлишковим зволоженням, нежарким літом, м’якою зимою і теплою осінню [56].

В межах Передкарпаття під впливом радіаційних та циркуляційних умов спостерігаються відносно високі температури повітря. Середньобагаторічна температура повітря коливається в межах +7,4 – +7,6°С, найбільш теплий місяць – липень (середньо багаторічна температура + 18 – +18,5°С, найнижчі температури повітря у січні (-3,3 – -4,1°С).

Річна кількість сумарної сонячної радіації та вплив атмосферної циркуляції позначається на процесах нагрівання ґрунту, що зумовлює інтенсивність та тривалість ґрунтотворних процесів. Середньобагаторічна температура на поверхні ґрунту становить +9°С.

Важливим кліматичним показником, що впливає на ґрунтотворні процеси і властивості ґрунтів є опади. Територія Передкарпаття належить до району надмірного зволоження з частими зливами. Сумарна кількість опадів за рік складає 674-884 мм, кількість опадів зростає із наближенням до Карпат, натомість зменшуються суми активних температур (від 2435°С до 2485°С) і, відповідно, збільшується коефіцієнт зволоження території, що зумовлює посилення промивного типу водного режиму.

Під час тривалих опадів протягом теплого періоду незначна водопроникність ілювіального горизонту спричинює короткочасне формування горизонту верховодки, що зумовлює інтенсивні відновні реакції у верхніх горизонтах і це призводить до посилення процесу поверхневого оглеєння. Чергування окисно-відновних умов зумовлює стягування вільних сполук Феруму та Мангану, що призводить до формування Ферум-Манганових новоутворень. Тому, особливості клімату – це основна причина і рухома сила, яка визначає загальний напрям елементарних хімічних, біохімічних та інших процесів у ґрунтах, зумовлює формування елювіальних (підзолистих) горизонтів [30;50].

Таблиця 2.3

Сума активних температур повітря, °С [56]

Станція	Висота над рівнем моря, м	Сума температур	
		понад 5 °С	понад 10 °С
Стрий	296	2935	2485
Самбір	308	2860	2455
Дрогобич	301	2840	2435

Таблиця 2.4

Середньомісячна і середньорічна кількість опадів, мм [56]

Місяці/ станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VII	IX	X	XI	XII	Теплий період	Холодний період	За рік
Стрий	23	24	32	49	71	102	104	91	60	60	33	27	517	159	676
Самбір	30	29	36	46	64	96	95	89	60	50	44	35	506	168	674
Дрогобич	25	25	32	53	74	101	109	112	71	70	37	28	566	171	737

Ключові ділянки розміщені на висотах 350-450 м, де кількість опадів становить 676-737 мм, суми активних температур 2435-2485°С, що зумовило формування промивного та застійно-промивного типів водного режиму, які мають суттєвий вплив на формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень.

2.5. Рослинність

Рослинний покрив є одним із основних чинників формування профільно-диференційованих ґрунтів, оскільки саме зміна кліматичних умов, рівень залягання ґрунтових вод зумовлюють зміну рослинних формацій. Територія Передкарпаття згідно флористичного районування України входить до складу Європейської широколистяно-лісової області [58]. Природний рослинний покрив у межах досліджуваної території займає незначні площі і представлений лісовою і луговою рослинністю. Основними лісоутворюючими породами в межах Передкарпаття у широколистяних лісах є дуб звичайний (*QuercusroburL*), бук лісовий (*FagussilvaticaL*), граб звичайний (*CarpinusbetulusL*). Вздовж потоків та річок ліси утворює вільха чорна (*Alnusglutinosa*), вільха сіра (*Alnusincana*) [57;58].

Лісова рослинність представлена дубово-грабовими і дубовими лісами. Дубово-грабові ліси займають верхні

дреновані частини схилів, вершини горбів, нижче по схилу змінюються дубовими лісами. У травостої цих лісів переважає осока волосиста (*Carex pilosa*). У деревостані цих лісів присутні гірські види букових лісів – бук (*FagussilvaticaL*), явір (*Acer pseudoplatanus*, ялиця *(Abies),* а у трав'яному ярусі – аподерис вонючий, купяна мутовчата, доропікум австрійський, окопник сердечний та інші. Грабово-дубові ліси (*Carpineto-Querceta*) являють собою двоярусні насадження. Перший ярус менш розвинений. Основу його становлять дуб звичайний, ясен звичайний (*FraxinusexcelsiorL.*), клен гостролистий, липа серцелиста (*TiliacordataMill*). У І ярусі цих лісів присутні також явір (*AcerplatanoidesL.*) та бук лісовий. У другому ярусі панує граб [50;57;58].

Дубові ліси Передкарпаття займають рівнинні, погано дреновані межиріччя і зустрічаються у комплексі з дубово-грабовими лісами. Дубові ліси із дуба звичайного формуються на дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних грунтах. У межах досліджуваної території переважають дубові ліси з осокою трясунковидною у травостої із підліском із ліщини звичайної (*Corylus Avellana)*, а в більш вологих місцях – з крушини. Дуб утворює чисті високопродуктивні деревостої, де поряд з ним граб (*Carpinus betulus*), явір (*Acer pseudoplatanus*), клен гостролистий (*Acer platanoides*), бук (*Fagus sylvatica*), ялиця біла (*Abies*) [58].

Лучна рослинність Передкарпаття представлена такими формаціями: а) заплавними луками з перевагою болотної рослинності; б) суходільними луками верхніх терас і межиріч з різнотравно-злаковими формаціями. Заплавні луки займають долини річок Дністра, Стрия, Свічі. Утворюються вони в умовах постійного поверхневого та ґрунтового зволоження. Болотна рослинність представлена болотною м'ятою, трясучкою, осоками, хвощем болотним, росичкою. Суходільні луки займають міжрічкові простори, високі річкові тераси і ділянки

сучасних річкових заплав. Серед суходільних лук розрізняють власне суходільні луки та луки низинні. Основу травостоїв власне суходільних лук складають мітлиця тонка, костриці лучна і червона, трясунка середня, біловус стиснутий, конюшина лучна і повзуча. У травостоях низинних лук переважають щучник дернистий, очерет звичайний, осики струнка, звичайна, просяна, щетиниста, пухівка вузьколиста. Болотна рослинність представлена болотною м'ятою, трясучкою, осоками, хвощем болотним, сфагновим мохом, росичкою [57;58].

Основні ареали досліджуваних ґрунтів поширені саме під лісами з щільним трав'янистим покривом: дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти – під широколистяними лісами, буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти – під мішаними, дубово-грабовими лісами, дубово-ялиновими лісами.

Наявність трав'янистої рослинності при відносно нетривалому перезволоження ґрунту зумовлює більш інтенсивне конкрецієутворення. Роль рослинності визначається тим, що за рахунок інтенсивного випаровування відбувається більш глибоке осушення поверхневих горизонтів. Саме тут формуються найбільш контрастні умови періодичного перезволоження та осушення, що мають безпосередній вплив на формування Ферум-Манганових новоутворень.

Встановлено, що поширення профільно-диференційованих ґрунтів в межах Передкарпаття зумовлено висотною поясністю, оскільки зміна гіпсометричних рівнів впливає на зміну кліматичних показників, рівень залягання ґрунтових вод, тип рослинних формацій, що у сукупності визначають морфологічні та фізико-хімічні властивості ґрунтів. Профільно-диференційовані ґрунти сформувалися на давньоалювіальних кам'янистих та алювіально-делювіальних відкладах мулувато-легко-середньоглинистого, грубопилувато-легкоглинистого гранулометричного складу, в умовах надлишкового зволоження,

промивному, застійно-промивному типу водного режиму під широколистяними, мішаними, дубово-грабовими лісами, приурочені до Дрогобицької, Моршинської та Стивігорської височин, де вони поширені у межах третьої-п'ятої надзаплавних терас. В процесі сукупної дії чинників ґрунтотворення впродовж тривалого часу сформувався різкодиференційованих профіль цих ґрунтів із значною кількістю конкреційних Ферум-Манганових новоутворень. Важливими чинниками формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень є важкосуглинковий та глинистий гранулометричний склад ґрунтів та порід, диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом. Глинистий гранулометричний склад ґрунтотворних порід та диференціація профілю за мулом обумовлює низьку водопроникність та тривале перезволоження профілю буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів, домінування відновних умов, мінімізацію глеє-елювіальних процесів та формування нодулів інсітно. Суглинковий гранулометричний склад ґрунтотвірних порід, диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом, надлишкове зволоження, діяльність специфічної та неспецифічної мікрофлори спричиняє оглеєння профілю дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів і утворення в їхніх межах ортштейнів ексітно.

РОЗДІЛ 3. ГЕОГРАФІЯ ТА МОРФОГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПРОФІЛЬНО-ДИФЕРЕНЦІЙОВАНИХ ҐРУНТІВ ПЕРЕДКАРПАТТЯ

3.1. Закономірності поширення ґрунтів Передкарпаття

Основними закономірностями поширення ґрунтів на планеті Земля є закон широтної зональності та висотної поясності. У межах території дослідження поширення ґрунтів зумовлено саме зміною абсолютних і відносних висот від р. Дністер до Карпат. Зміни гіпсометричних рівнів обумовлюють зміни кліматичних параметрів, рівні залягання ґрунтових вод, типів рослинних формацій, що в загальному, визначає морфологічні особливості та фізико-хімічні властивості ґрунтів [30;31].

Територія Передкарпаття характеризується строкатим ґрунтовим покривом, що зумовлено значною різноманітністю чинників ґрунтотворення. Згідно агроґрунтового районування, на карті ґрунтів України (1972 р.) у межах Передкарпаття виділено два типи профільно-диференційованих ґрунтів – дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні та буроземно-підзолисті оглеєні. Вернандер Н. Б. досліджуючи ґрунти Передкарпаття з позиції ґенези, відносила ґрунти Карпат до бурих лісових, а ґрунти передгір'я, розміщені на висоті 300–400 м над рівнем моря – до буроземно-підзолистих [6]. Згодом, ґрунти передгір'я вона віднесла до типу підзолистих. Проте, особливі кліматичні умови наклали відбиток на цей процес та дещо змінили його спрямованість, що надало цим ґрунтам деяких ознак буроземів [35]. Андрущенко Г. О. вважав, що в передгірному

районі поширені, переважно, буроземно-підзолисті поверхнево-оглеєні і дерново-середньо- і сильнопідзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти на безкарбонатних делювіальних відкладах, підстелених щільним флішом і алювіальними відкладами. За валовим хімічним складом усі ґрунти Передкарпатського передгір'я подібні між собою, що пояснюється подібністю материнських порід (перевідкладені продуктами вивітрювання флішу) [3]. Полупан М. І. у своїх дослідженнях ґрунти Передкарпаття відносив до сірих лісових [53]. На сучасному етапі досліджень різні вчені класифікують профільно-диференційовані ґрунти Передкарпаття як дерново-підзолисті [21;38;50], бурувато-підзолисті [60], бурувато-глеє-попелясті [63], згідно міжнародної класифікації WRB (2015) ці ґрунти їх найчастіше відносять до ретісолей. Оскільки, ґрунти на території Передкарпаття є складними за ґенезою, тому потребують більш детального вивчення на класифікаційному, номенклатурному та генетичному рівні.

Досліджувана територія згідно схеми ґрунтово-географічного районування входить до складу широколистяної-лісової ґрунтової зони опідзолених і типових бурих лісових ґрунтів Карпатської гірської ґрунтової провінції [53].

За схемою агроґрунтового районування територія Передкарпаття знаходиться в зоні бурувато-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Західної буроземно-лісовою області [14].

Найбільш поширеними в межах Передкарпаття є профільно-диференційовані ґрунти (з елювіально-ілювіальним типом профілю), які характеризуються збідненням верхньої, елювійованої частини на мул, півтораоксидами Феруму, Алюмінію, Мангану та наявністю ілювіального горизонту призматичної структури, важкого гранулометричного складу та розташовані в межах Дрогобицької, Моршинської та Стривігорської височин.

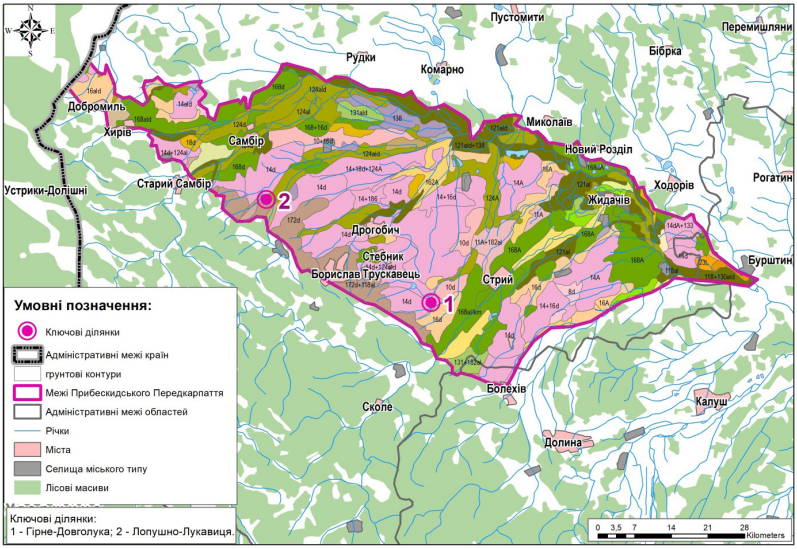


Рис. 3.1. Картосхема ґрунтового покриву Передкарпаття (складена на основі карти ґрунтів Західного регіону України, 2010. Автори: Позняк С. П., Ямелинець Т. С., Папіш І. Я., Паньків З. П. та ін.)

ЛЕГЕНДА

Дерново-підзолисті оглеєні грунти на давньоалювіальних та делювіальних суглинках

8	Дерново-середньо-і сильнопідзолисті глеюваті супіщані і суглинкові грунти, в тому числі сильно змиті
10	Дерново-середньо-і сильнопідзолисті глейові супіщані і суглинкові ґрунти
11	Дерново-підзолисті сильно глейові ґрунти
14	Дерново-середньо-і сильнопідзолисті поверхнево-оглеєні грунти, в тому числі: слабо-, середньо- та сильнозмиті

Підзолисто-дернові ґрунти

16 Підзолисто-дернові оглеєні ґрунти, в тому числі слабо- та середньозмиті

Лучні ґрунти на делювіальних та алювіальних відкладах

118 Лучні ґрунти

121 Лучні глейові ґрунти

124 Лучні опідзолені та лучні опідзолені оглеєні ґрунти

Лучно-болотні ґрунти на алювіальних та делювіальних відкладах

131 Лучно-болотні ґрунти

Торфовища

138 Торфовища низинні

Дернові ґрунти

162 Дернові оглеєні супіщані і суглинкові ґрунти

168 Дернові опідзолені оглеєні ґрунти, в тому числі слабо- та середньозмиті

Буроземно-підзолисті ґрунти

172 Буроземно-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти

Дерново-буроземні ґрунти на різних породах

182 Дерново-буроземні неглибокі ґрунти

Напівгідроморфні ґрунти (дернові глейові, лучні, лучно-болотні, торфово-болотні) поширені у межах першої та другої терас (відносні висоти 6–10 м). Сформувалися в умовах близького залягання ґрунтових вод на давніх алювіальних

відкладах. Лучно-болотні та торфово-болотні ґрунти сформувалися в умовах надмірного зволоження, незадовільної дренованості, високого рівня залягання ґрунтових вод та поширені у зниженнях, де ґрунтові води залягають на глибині 0,5–0,8 м. На підвищених ділянках другої надзаплавної тераси поширені дерново-підзолисті глеюваті та глейові ґрунти, які мають диференційований елювіально-ілювіальний тип профілю [42].

Профільно-диференційовані ґрунти приурочені до високих (III-V) надзаплавних терас та є об'єктом нашого дослідження, оскільки в межах їхніх горизонтів сформувалися конкреційні Ферум-Манганові новоутворення (ортштейни та нодулі). У межах третьої (відносні висоти 13-25 м) та четвертої (відносні висоти 27-45 м) надзаплавних терас профільно-диференційовані ґрунти представлені дерново-підзолистими поверхнево-оглеєними, які займають найбільші площі та є фоновими ґрунтами для території Передкарпаття (рис. 2.6), поширені на давньотерасових вододілах та пологих схилах горбистих передгір'їв. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти сформувалися під широколистяними лісами із трав'янистим покривом, в умовах надлишкового зволоження, промивного та застійно-промивного типів водного режиму під переважаючою дією процесу опідзолення, який доповнюється глеє-елювіальним та дерновим ґрунтотворними процесами. Їхній профіль різкодиференційований на елювіальний та ілювіальний горизонти. Періодичне застоювання води після літніх дощів і сніготанення зумовило їхнє поверхневе оглеєння. Ознаки оглеєння проявляються у наявності вохристих плям, розводів, пунктацій та ортштейнів. За гранулометричним складом ці ґрунти грубопилувато-середньосуглинкові. Вміст гумусу у верхньому горизонті в середньому 2,1- 2,3 %, а в якісному складі переважають фульвокислоти (Сгк:Сфк=0,5-0,9).

Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти середньокислі (pH сольове – 4,4-4,8), вирізняються високою гідролітичною кислотністю (5,4-5,7 ммоль-екв/100 г ґрунту). Ступінь насичення основами невисока (59-69 %), сума увібраних основ у гумусово-елювіальному горизонті становить 2,3-9,4 ммоль-екв/100 г ґрунту. Вони недостатньо забезпечені доступними для рослин сполуками азоту і фосфору та середньозабезпечені рухомим калієм [42;50].

Площа дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних грунтів становить 128,5 тис. га, з яких під сільськогосподарськими угіддями 67,6 тис. га, 43 тис. га розорано (6,8 % від площі ріллі області) [39]. Близько 60 тис. га цих ґрунтів перебуває під природними біоценозами (дубово-грабовими, дубовими лісами). Під час проведення великомасштабної осушувальної меліорації більшість дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів, залучених у сільськогосподарське землекористування, були осушені гончарним дренажем [50].

У комплексі з фоновими ґрунтами у межах третьої та четвертої надзаплавних терас поширені дернові опідзолені, підзолисто-дернові та буроземно-підзолисті ґрунти різного ступеня оглеєння. Підзолисто-дернові ґрунти приурочені до невеликих овальних понижень у межах давньотерасових вододілів, які на початкових етапах ґрунтотворення були зайняті вологолюбною трав'янистою рослинністю. Повільні висхідні тектонічні рухи спричинили зниження рівня ґрунтових вод, що зумовило зміну вологолюбної трав'янистої рослинності широколистяними (дубовими, дубово-грабовими) лісами. Гумусово-акумулятивний і глейовий процеси ґрунтотворення, які домінували на перших етапах формування ґрунту, доповнилися процесом опідзолення. Як стверджують Н. Вернандер та Г. Андрущенко, на контакті з буроземами Карпат і дерново-підзолистими ґрунтами Передкарпаття існує ціла гама поступових ґрунтових переходів.

Зокрема, Г. Андрущенко до перехідних ґрунтів між бурими лісовими (буроземами) та підзолистими відносить буроземно-підзолисті ґрунти, оскільки у цьому напрямі ґрунтотворні процеси змінюються від буроземного до підзолистого і дернового [3;7;30].

Буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти в межах Передкарпаття приурочені до найвищих гіпсометричних рівнів (IV-V надзаплавних терас), займаючи вододільні поверхні та їхні схили, не формуючи суцільних ареалів. Вони сформувалися на давньоалювіальних, алювіально-делювіальних кам'янистих суглинках і глинах в умовах надлишкового зволоження, застійно-промивного типу водного режиму під дубово-ялиновими, дубово-грабовими лісами із трав'яним покривом за сукупної дії процесів внутрішньогрунтового оглинення, лесиважу, в меншій мірі, опідзолення та глеє-елювіального [30]. Значна щільність, низька водопроникність ілювіально-глеє-метаморфізованого горизонту та надлишкова кількість опадів зумовлюють формування ознак оглеєння у межах усього профілю цих ґрунтів [30;48;53]. Ознаки оглеєння проявляються у наявності вохристих плям, розводів, нодулів та сизих відтінків у нижній частині профілю. Ґрунти за гранулометричним складом є середньо- та важкосуглинковими і легкоглинистими, характеризуються значними показниками гідролітичної кислотності (6,7 – 14,8 ммоль-екв/100 г ґрунту) зумовленої наявністю значної кількості у ґрунтово-вбирному комплексі катіонів Алюмінію. Вміст гумусу та його запаси у буроземно-підзолистих ґрунтах є малими (1,2-3,3 %). Якісний склад гумусу характеризується фульватним типом (Сгк:Сфк=0,2-0,5) [30].

В межах Передкарпаття буроземно-підзолисті ґрунти займають 37,9 тис га, з яких 11,9 тис. га використовуються під сільськогосподарські угіддя, в тому числі 6,7 тис. га – під ріллею [48] (табл.3.1).

Таблиця 3.1

Площі ґрунтів Передкарпаття

№	Назва ґрунту	Площа, га	% від площі Передкарпаття
1	Дерново-підзолисті оглеєні	131906	36,4
2	Підзолисто-дернові	22922	6,3
3	Лучні та лучно-болотні	84855	23,4
4	Торфовища	6211	1,7
5	Дернові	76649	21,1
6	Буроземно-підзолисті	37946	10,5
7	Дерново-буроземні	2164	0,6
	Загальна площп ґрунтів	362653	100

Отже, найбільш поширеними на території Передкарпаття є профільно-диференційовані ґрунти, які представлені фоновими дерново-підзолистими поверхнево-оглеєними та буроземно-підзолистими оглеєними, що займають вододільні поверхні та їхні схили і не формують суцільних ареалів.

3.2. Морфологічніособливостіпрофільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

Ґрунт за зовнішніми морфологічними особливостями суттєво відрізняється від інших тіл природи, особливо від гірських порід. Морфологія ґрунту є відображенням спрямованості ґрунтотворного процесу, тому вивчення морфологічних особливостей дозволяє виявити основні процеси, які відбуваються у ґрунті та встановити класифікаційний статус ґрунту [51]. Застосування морфологічного методу дозволяє дослідити властивості ґрунту за зовнішніми ознаками: забарвленням, структурою, складенням, новоутвореннями, потужністю й послідовністю залягання горизонтів тощо. Морфологічний метод є базисним при проведенні польових

ґрунтових досліджень і складає основу польової діагностики ґрунтів [35].

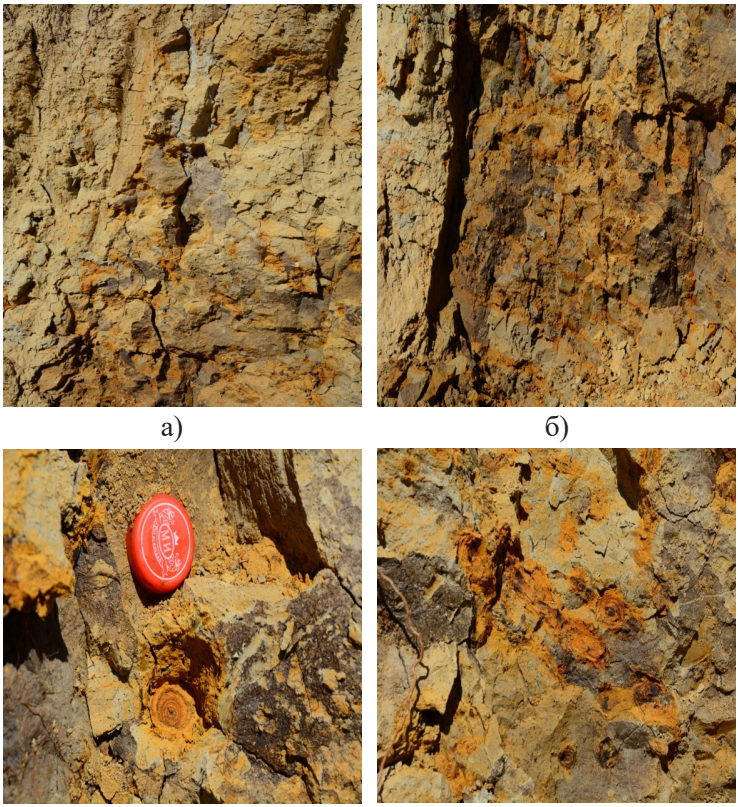
З метою дослідження морфологічних особливостей профільно-диференційованих ґрунтів (дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних та буроземно-підзолистих оглеєних) Передкарпаття нами було вибрано дві ключові ділянки, у межах яких закладали ґрунтові розрізи, провели морфологічний опис генетичних горизонтів та діагностували конкреційні Ферум-Манганові новоутворення.

Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєнні ґрунти Прибескидського Передкарпаття переважають у межах височин (Дрогобицької, Моршинської, Стривігорської), де вони займають давньотерасові вододіли третьої – четвертої надзаплавних терас. Вони сформувалися на безкарбонатних давньоалювіальних, делювіальних, алювіально-делювіальних суглинкових породах за умов надлишкового зволоження, застійно-промивного типу водного режиму під широколистяними лісами за переважаючої дії підзолистого процесу, який доповнюється дерновим, глеє-елювіальним та сегрегаційним, а також незначний вплив мають процеси внутрішньоґрунтового оглинення [16;21;44].

Для визначення морфологічної будови, хімічного складу, генези ортштейнів у дерново-підзолистих профільно-диференційованих ґрунтах (Stagnic Retisols) Передкарпаття ми вибрали ключові ділянки в межах Дрогобицької височини (четверта надзаплавна тераса Дністра): в околицях с. Гірне та с. Довголука Стрийського р-ну Львівської обл., де заклали чотири ґрунтові розрізи та проводили польові морфологічні дослідження, наводимо опис розрізу (рис. 3.2). Ґрунтовий розріз закладено на межиріччі Колодниці–Стрий в межах четвертої надзаплавної тераси р. Стрий. Він розташований на північ від с. Гірне Стрийського району на відстані 850 м., на схід від дороги Гірне-Довголука (N 49°10’31.6» E 23°42’27.1»). Угіддя - переліг.

Hd 0-6 см	Дернина, сірого забарвлення (5Y7/3 в сухому стані за шкалою Манселла), щільно переплетена корінням лучних злаків, незначна кількість SiO2, перехід різкий за забарвленням та межею проникнення коріння.
HE gl 6-26 см	Гумусово-елювіальний оглеєний горизонт сірого забарвлення (5Y7/3) з значною кількістю білесуватої присипки SiO_2, рідкими вохристими плямами до 0,5 см та ортштейнами 0,5-3 мм, ущільнений, зернисто-грудкувата структура, пронизаний дрібними корінцями злаків, перехід за забарвленням — різкий, хвилястий, обумовлений оранкою.
E(h)gl 26-52 см	Елювіальний-слабогумусований оглеєний горизонт брудно-білесуватого забарвлення (2.5Y8/2), світло-сірі заклинки гумусу до 40 см, рясні Fe-Mn ортштейни та чорні пунктації, дрібне коріння злаків, невиразно-пластинчаста структура, перехід поступовий язикуватий за зложеннням і забарвленням.
EI gl 52-80см	Елювіально-ілювіальний оглеєний горизонт строкатого забарвлення, на світло-бурому фоні (10YR5/4) помітні інтенсивні заклинки (до 3 мм) аморфного кремнезему. На брудному фоні рясні пунктації до 0,5 см та ортштейни до 10 мм, дрібно-призматично-горіхувата структура, щільний. По тріщинах проникає дрібне коріння рослин. Перехід поступовий, хвилястий.
I(e)gl 80-112 см	Ілювіальний слабоелювійований оглеєний горизон світло-бурого забарвлення (10YR5/4), пронизаний вертикальними тріщинами, шільний, тріщинуватий, заповнений кремнеземом, вохристо-бурі ортштейни та пунктуації. Дрібне коріння дерев, хвилястий перехід.
Itgl 112-195 см	Ілювіальний текстурний оглеєний, буруватого забарвлення (10YR 6/4), тонкі натіки брудно-білесуватого кремнезему та пунктації до 0,5 см. Щільний, призматична структура, грані окремостей покриті кремнеземом та кутанами. З глибини 155 см перехід поступовий за забарвленням.
P(i) gl 196-220 см	Порода слабоілювійована оглеєна, світло-бурого забарвлення (10YR5/4) з рідкими бурувато-сизими натіками по гранях структурних окремостей, грубо призматична структура, грубопилувато-середньосуглинковий, перехід поступовий. Ортшетйни 1,0-5,0 см овальної та продовгуватої форми.
Pgl > 220 см	Давньоалювіальний суглинок, буруватого забарвлення (10YR 6/4) з сизуватим відтінком, ущільнений, злитий, Fe–Mn плями та новоутворення до 2-3 см концентричної будови у вигляді кілець чорного та бурого забарвлення.

Рис. 3.2. Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт (Stagnic Retisols) Передкарпаття



а) б)

в) г)

Рис. 3.3. Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт (Stagnic Retisols) Передкарпаття:
а, б) Ілювільний горизонт дерново-підзолистого поверхнево-оглеєного грунту;
в, г) Ортштейни P(i)gl горизонту дерново-підзолистого поверхнево-оглеєного ґрунту

У профілі дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів чітко виражені такі горизонти: гумусово-елювіальний (HEgl), елювіальний слабогумусований (E(h)gl), ілювіальний текстурний оглеєний (Itgl) та перехідний до породи (Pigl). У всіх

горизонтах наявні ознаки оглеєння, які проявляються у вигляді вохристих плям, розводів, пунктацій, ортштейнів.

Гумусово-елювіальний горизонт має потужність 20-23 см, сіре забарвлення із значною кількістю присипки SiO_2, зернисто-грудукуватої структури. Оглеєння проявляється наявністю вохристих плям до 5 мм, дрібних ортштейнів до 2-3 мм та пунктацій.

Елювіальний слабогумусований горизонт потужністю 19-26 см, білесувато-сірого забарвлення, невиразно-пластинчастої структури. Для цього горизонту характерна максимальна кількість накопичення ортштейнів у вигляді рясних скупчень, діаметром до 10 мм, домінує фракція від 7,0 до 10,0 мм, а загальний вміст коливається від 6,3 до 8,9 %.

Ілювіальний текстурний горизонт потужністю 83-95 см бурого кольору кольору з темно-бурими натіками R_2O_3 (кутанами). Досить щільний із призматично-горіхуватою структурою. В межах усього горизонту наявні ознаки оглеєння у вигляді кутан.

Перехідний до породи горизонт характеризується світло-бурим забарвленням, брилуватою структурою, в'язкістю та наявністю значної кількості ортштейнів діаметром 1,0-5,0 см овальної та трубчастої форми, що мають реліктове походження.

У межах вододільних ділянок IV–V надзаплавних терас Передкарпаття, у комплексі із дерново-підзолистими поверхнево-оглеєними, невеликі ареали займають буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти (Neocambic Gleyic Retisols), де вони сформувалися під ялицево-дубовими лісами із значним трав'яним покривом в умовах надлишкового зволоження та промивного типу водного режиму на делювіальних та давньоалювіальних суглинкових відкладах при домінуючій ролі процесів внутрішньогрунтового оглинення та лесиважу, які доповнюються глеє-елювіальним та опідзоленням. З метою встановлення морфологічних особливостей буроземно-

підзолистих оглеєних ґрунтів та наявних у них нодулів нами були закладені ключові ділянки в межах с. Лопушно та с. Лукавиця Самбірського району Львівської області, де заклали три ґрунтові розрізи. Наводимо опис розрізу (рис. 3.4), який закладено в межах с. Лукавиця (460 м над р.м 49°24’05,9’’ пн.ш 23°13’48,4’’ сх.д). Угіддя – дубово-ялицевий ліс. Поверхня ґрунту вкрита лісовим опадом.

Но 0-2см	Лісова підстилка
Hd 2-10 см	Дернина, щільно переплетена корінням, сірого забарвлення (5Y8/2 за шкалою Манселла у повітряно сухому стані), включення окатаної гальки 0,5-1,5 см, дрібні пунктації чорного забарвлення рівномірно розподілені, червоточини виповнені копролітами, перехід різкий за глибиною проникнення коріння.
HEgl 10-37 см	Гумусово-елювіальний оглеєний горизонт сірого забарвлення (5Y8/3) з помітним бурим відтінком, з рясними чорними вкрапленнями пунктацій та нодулями до 2-3 мм, окатана галька до 1,5 — 2 см, пронизаний дрібним корінням, зернисто-грудкувата структура перехід поступовий.
EIgl 37-53 см	Елювільно-ілювіальний оглеєний горизонт неоднорідного забарвлення (5Y8/2) на світло-бурому фоні (10YR5/4) білесуваті заклинки, які пронизують весь горизонт, рясні пунктації та нодулі до 5 мм, кореневини, окатана галька, горіхувато-призматична структура, перехід за зложенням.
Imgl 53-93 см	Ілювіальний метаморфічний оглеєний горизонт темно-бурого забарвлення (10YR6/4), пронизаний брудно-білесуватими заклинками, рясно всипаний чорними пунктаціями та нодулями до 10 мм, галька покрита кутанами білесувато-сизого забарвлення до 0,5 см, з нижньої сторони галька забарвлена чорним забарвленням Мангану. Щільний, призматична структура, перехід поступовий за забарвленням.
Pigl 93 – 110 см	Порода слаболювійована оглеєна, бурого забарвлення (10YR7/6), безструктурний, включення гальки, покритої глинистими кутанами, рясні пунктації, перехід поступовий.
Pgl > 110 см	Алювіально-делювіальні глини з уламками пісковика, неокатаних з гострими гранями, покритих натіками кутан.

Рис. 3.4. Буроземно – підзолистий слабкокам'янистий оглеєний грунт (Neocambic Gleyic Retisols) на алювіально-делювіальних кам'янистих глинах

У профілі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів чітко простежується диференціація генетичних горизонтів (гумусово-елювіальний (HEgl), елювіально-ілювіальний (EIgl), ілювіальний метаморфічний (Imgl) та порода (Pgl). Гумусово-елювіальний горизонт потужністю приблизно 25-27 см характеризується сірим забарвленням, проте чітко помітний бурий відтінок та чорні вкраплення пунктацій. Наявні нодулі до 2-3 мм та слабкопомітна білесувата присипка SiO_2 лише в сухому стані.

Елювільно-ілювіальний горизонт світло-бурого забарвлення із білесуватими заклинками, та рясними пунктаціями і нодулями до 5 мм, потужністю приблизно 16-23 см. Структура – невиразно-пластинчаста.

Ілювіальний метаморфічний горизонт характеризується значною потужністю (40-60 см), бурим забарвленням та пронизаний брудно-білесуватими заклинками. Значна кількість чорних пунктацій та нодулів до 10 мм, а також наявна галька, яка покрита кутанами білесувато-сизого забарвлення, а з нижньої сторони вона забарвлена чорним кольором Мангану.

Порода – алювіально-делювіальні глини з уламками пісковика, неокатаного з гострими гранями, покритих натіками глини.

Проаналізувавши будову профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття можна виділити такі морфологічні особливості:

– профільно-диференційовані ґрунти відрізняються різко-диференційованим елювіально-ілювіальним типом профілю з верхньою освітленою частиною та нижнім щільним горизонтом із призматичною структурою;

– гумусово-елювіальний горизонт сірого забарвлення зернисто-грудкуватої структури, у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах наявна значна кількість присипки

SiO_2, натомість у буроземно-підзолистому оглеєному грунті присипка SiO_2 слабкопомітна лише у сухому стані;

– у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах виділяється елювіальний слабогумусований горизонт, який освітлений, відбілений (брудно-білесуватий, ясно-сірий) внаслідок вивільнення півтораоксидів, що зумовлено процесами опідзолення та глеє-елювіювання, проте у буроземно-підзолистих оглеєних такий горизонт відсутній;

– елювіально-ілювіальний горизонт світло-бурого забарвлення із білесуватими заклинками кремнезему, горіхувато-призматичної структури із рясними пунктаціями і ортштейнами у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах та нодулями у буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах;

– ілювіальний горизонт щільний, мулувато-легко- та середньоглинистого гранулометричного складу, призматично-брилуватої структури, що пов'язано із більшим вмістом мулистої фракції порівняно із іншими горизонтами, у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах наявний ілювіальний текстурний горизонт, а в буроземно-підзолистих оглеєних – ілювіальний метаморфічний;

– ілювіальний текстурний горизонт - це горизонт, морфологічні ознаки якого сформувалися в результаті руйнування та винесення півтораоксидів та продуктів їхнього розкладу із верхніх горизонтів (опідзолення) та подальшою акумуляцією їх у ілювіальному горизонті;

– ілювіальний метаморфічний горизонт – це мінеральний горизонт, який формується в середній частині профілю, морфологічні ознаки якого сформувалися in situ в результаті процесів внутрішньогрунтового оглинення та лесиважу;

– ознаки оглеєння у досліджуваних ґрунтах простежуються із поверхні у вигляді вохристих плям, розводів, пунктацій, ортштейнів, нодулів тощо;

– характерною особливістю цих ґрунтів є наявність конкреційних Fe-Mn новоутворень, які представлені ортштейнами у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних та нодулями у буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах;

– у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах значний вміст ортштейнів, які наявні в наділювіальній частині профілю, що зумовлено сучасним оглеєнням та в перехідному до породи горизонті, що відображає ознаки їхнього реліктового походження;

– у буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах Fe-Mn новоутворення представлені нодулями, які наявні лише в двох горизонтах: елювіальному та ілювіальному.

3.3. Морфологія конкреційних Fe-Mn новоутворень та їхній фракційний склад

Ґрунтові новоутворення – це сформовані скупчення та виділення різноманітних речовин, які формуються у ґрунтовому профілі в процесі ґрунтотворення [36]. Ферум-Манганові новоутворення характеризуються набором морфологічних ознак, що дозволяє відрізнити їх від іншого ґрунтового матеріалу неозброєним оком. До основних морфологічних ознак належать: форма, забарвлення, розмір, консистенція тощо, що обумовлено генезою ґрунту та ґрунтотворної породи, кліматичних особливостей, сукупністю ЕГП та діяльності мікроорганізмів.

В межах Передкарпаття конкреційні Ферум-Манганові новоутворення мають чіткі межі, овальну, трубчасту, горіхувату, дифузну (неправильну) форму. Розміри новоутворень коливаються від декількох міліметрів (від 0,25 мм) до декількох сантиметрів (до 5 см). Забарвлення Ферум-Манаганових новоутворень, в основному, залежить від хімічного складу, інтенсивності окисно-відновних умов

та варіює у широкому діапазоні: від бурого, вохристого забарвлення до сірого, темно-сірого та чорного. В ґрунтах з початковими стадіями оглеєння переважають новоутворення темно-сірого забарвлення, а вміст Fe та Mn у них практично однаковий. Із появою чітких ознак оглеєння, у складі новоутворень домінує Ферум, що зумовлює їхнє буре та іржаво-буре забарвлення. Темно-сіре, чорне забарвлення притаманне новоутворенням, у яких висока концентрація Мангану [35].

Під час польового етапу досліджень профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття ми діагностували два види конкреційних новоутворень: ортштейни – у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах та нодулі – в буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах. У лабораторних умовах проведено визначення фракційного складу новоутворень ситовим методом, а визначення їхнього відсоткового вмісту – термостатно-ваговим методом [46].

У дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах ми діагностували ортштейни в наділювіальній частині профілю та перехідному до породи горизонті. Максимальна кількість ортштейнів в наділювіальній частині характерна для нижньої межі елювіального горизонту, де вони формують скупчення, які можна діагностувати при закладанні ґрунтового розрізу. В ілювіальному горизонті ортштейни не було діагностовано, оскільки цей горизонт надзвичайно щільний, має пластинчасту структуру, наявні ознаки оглеєння у вигляді пунктацій та значна кількість кутан, які покривають грані структурних окремостей. Встановлено, що основною причиною формування ортштейнів є зміна окисно-відновних умов. У відновних умовах ортштейни в наділювіальній частині є в’язкими, пластинчастими, діагностуються за системою концентричних кілець та важко виділяються із ґрунтової маси. Натомість, в окисних умовах ортштейни мають чіткі межі та легко відбираються із генетичного горизонту. Значний вміст

ортштейнів виявлено у перехідному до породи горизонті (Pigl) 16-19 %, які мають реліктове походження. Характерною особливістю ортштейнів є овальна або трубчаста форма із добре вираженими внутрішніми контурами, ззовні бурого забарвлення. В розрізі ортштейна простежується чітка внутрішня структура із бурими кільцями акумуляції Феруму та чорними кільцями акумуляції Мангану. В центрі ортштейнів наділювіальної частини профілю – ядро чорного забарвлення, діаметром 1-3 мм. Натомість, центром утворення ортштейнів із перехідного до породи горизонту є не мінеральні зерна, а залишки реліктової вологолюбивої болотної рослинності, що підтверджують результати мікроморфологічного аналізу. В різних частинах профілю ці новоутворення відрізняються, як за розмірами, так і за формою. В наділювіальній частині профілю ортштейнам притаманна лише овальна форма, розміри коливаються від 0,25 до 10 мм. У перехідному до породи горизонті зустрічаються, як овальні, так і трубчасті ортштейни до 5 см. Розмір ортштейнів розглядають як функцію часу: чим більший розмір, тим більше часу потрібно на їхнє утворення. Дрібні ортштейни є наслідком сучасного ґрунтотворення, а великі – реліктовими та пов’язані з ранніми стадіями формування ґрунтів [46;93].

У гумусово-елювіальному горизонті (HEgl) вміст ортштейнів, в середньому, становить 2,8 %, в елювіальному (Ehgl) зростає до 7,7 %, і зменшується до 3,1 % у елювіально-ілювіальному (EIgl) (табл. 3.2). Вихідною основою для їхнього утворення є закис Феруму, який буває в різних формах і мінералах. Під час дії різних процесів (окислення, гідролізу, дегідратації, деструкції та інших) утворюються сполуки, що призводить до формування мінералів: гетиту, гематиту, лепідокрокіту, магнетиту і т.д., які, в свою чергу, є основою для формування ортштейнів. Їхня концентрична внутрішня будова із бурими кільцями акумуляції Феруму та чорними кільцями акумуляції Мангану засвідчує, що головними

умовами для утворення є періодична зміна сухих та вологих періодів. Кожне таке кільце – це один цикл зміни окисно-відновних умов.

Розмір ортштейнів HEgl горизонті розмір коливається від 0,5 мм до 3 мм, домінує фракція від 2,1 мм до 3 мм (37,5-38,2 %). З глибиною розмір ортштейнів дещо збільшується і в Ehgl горизонті становить від 0,25 мм до 10 мм, також збільшується розмір фракційного складу, оскільки переважають ортштейни від 7,1 мм до 10 мм. У EIgl горизонті кількість та розмір ортштейнів зменшується, розмір фракції коливається від 0,5 мм до 10 мм, переважає фракція 3,1 мм 5 мм. У Pigl горизонті виявлено крупні ортштейни від 1 см до 5 см, а їхній відсотковий вміст коливається від 16,0 до 19,0 %.

Таблиця 3.2

Відсотковий вміст та фракційний склад ортштейнів дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття [93]

Генетичний горизонт та глибина відбору зразка	**Відсотковий вміст, %**	**Розмір фракції,мм**	**Вміст фракції, %**
HEgl 6–26 см	2,0—3,2 2,8	0,5–1,0 1,1–2,0 2,1–3,0	26,5 - 27,8 34,7 – 35,3 37,5 – 38,2
Ehgl 30–40 см	6,3—8,9 7,7	0,25–0,5 0,6–1,0 1,1–2,0 2,1–3,0 3,1–5,0 5,1–7,0 7,1–10,0	16,5 - 17,1 10,4 – 10,9 16,1 – 17,3 7,7 – 8,5 8,7 - 9,2 11,5 - 12,3 25,3 - 27,2
EIgl 40–50 см	1,0–6,9 3,1	0,5–1,0 1,1–2,0 2,1–3,0 3,1–5,0 5,1–7,0 7,1–10,0	5,7 - 6,6 11,2 – 11,9 16,4 - 17,5 33,9 - 35,1 15,9 - 16,6 13,9 – 14,8
Pigl 220–230 см	16,0—19,0 17,6	10,1–50,0	16,0-19,0

Рис. 3.5. Ортштейни в НЕ горизонті дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів [43]

Рис. 3.6. Ортштейни в Е(h) горизонті дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Рис. 3.7. Ортштейни в IE горизонті дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Рис. 3.8. Ортштейни в P(i) горизонті дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття [44]

Під час польового етапу дослідження буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття ми діагностували у їхньому профілі нодулі. Виділити їх із ґрунтової товщі важче, ніж ортштейни, оскільки нодулі характеризуються незначними розмірами та темним забарвленням. У відсотковому співвідношенні їхній вміст також значно менший, ніж ортштейнів у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних грунтах. Характерними особливостями нодулів, що відрізняє їх від інших конкреційних Ферум-Манганових новоутворень є неправильна, нерегулярна форма, ущільнена консистенція, нечіткі дифузні контури, гострі кути, чорне, темно-сіре забарвлення. Приурочені вони до середньої частини профілю, а саме до елювіального та ілювіального горизонтів. Нечітка форма нодулів із дифузним контурами свідчить про тривале насичення вологою середніх горизонтів і незначну інтенсивність глеє-елювіального процесу. Діагностовані нодулі однорідного темно-сірого забарвлення без видимих концентричних кілець, що зумовлено переважною акумуляцією Мангану. Це підтверджено результатами валового хімічного складу та коефіцієнту нагромадження. Саме однорідність забарвлення, відсутність видимих концентричних кілець свідчить про рівномірний розподіл елементів у їхніх межах. Відсотковий вміст нодулів незначний, коливається від 1,1 до 3,2 %. У EIgl горизонті відсотковий вміст нодулів складає лише 1,1 – 1,5 %, а розмір фракції коливається від 1,0 мм до 5,0 мм, домінує фракція від 3,1 до 5,0 мм (51,6 - 52,3 %), також значний відсоток має фракція 2,1–3,0 мм (32,4 – 34,5 %). Натомість, у Imgl горизонті відсотковий вміст зростає до 2,7 – 3,2 %, а розміри фракцій коливаються від 1 мм до 10 мм, переважають фракції від 3,1-5 мм (43,3 – 44,6 %) та 5,1-7,0 мм (38,5 - 40,1 %) (рис. 3.9; 3.10; табл. 3.3).

Рис. 3.9. Нодулі в EIgl горизонті буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Рис. 3.10. Нодулі в Imgl горизонті буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Таблиця 3.3

Відсотковий вміст та фракційний склад нодулів буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття [20]

Генетичний горизонт та глибина відбору зразка, см	Розмір фракції в мм, кількість у %						Вміст нодулів, % від горизонту
	>1,0	1,1 - 2,0	2,1 – 3,0	3,1- 5,0	5,1 – 7,0	7,1 – 10,0	
EIgl 37–53 см	0,6-0,8	13,3-14,5	32,4-34,5	51,6-52,3	-	-	1,1-1,5 / 1,3
Imgl 53–93 см	0,7-0,9	2,2-2,5	5,4-6,3	43,3-44,6	38,5-40,1	7,4-8,1	2,7-3,2 / 3,0

Аналогічні дослідження, які проведені в межах Пригорганського Передкарпаття засвідчили, що в їхніх межах буроземно-підзолисті ґрунти приурочені до рівнів VI-VII надзаплавних терас та характеризуються наявністю нодулів у всіх генетичних горизонтах, їхній відсотковий вміст коливається від 0,45 % до 4,67 %, переважають нодулі розміром 3-2 мм та 2-1 мм, значний відсоток становлять нодулі більше 10 мм [30].

3.4. Генеза конкреційних Fe-Mn новоутворень

Основним етапом дослідження конкреційних новоутворень є встановлення їхньої генези. Генетичні концепції слід будувати на досліджені форми, складу, кольору, розмірів, хімічного та фракційного аналізу, мінералогічного складу, мікроморфології тощо. Оскільки, Ферум-Манганові новоутворення є складовою ґрунтових горизонтів, а їхні особливості тісно пов’язані із ґенезою, властивостями ґрунтів, характером ґрунтотворної породи, факторами зволоження та заболоченості, ступенем гідроморфізму. Таким чином, досліджувати конкреційні новоутворення необхідно разом із ґрунтовою масою.

На ранніх етапах дослідження Ферум-Манганових новоутворень, більшість дослідників трактували їх по-різному: ортштейн, ортзанд, конкреція тощо, що й зумовило відмінності у поглядах на їхнє формування. Лише у 1922 році В. В. Геммерлінг розділив ці новоутворення та запропонував визначення для діагностики Ферум-Манганових новоутворень [23]. Проте, для того, щоб правильно діагностувати та класифікувати новоутворення необхідно використовувати загальноприйнятну класифікацію. Спроби класифікувати новоутворення зустрічаються у працях С. А. Захарова (1933) [23], а згодом у Р. Брюєра (1964) [71], А. В. Македонова (1966) [23], В. А. Ковди (1973) [23], Б. Г. Розанова (1975) [23] та інших. На сучасному етапі дослідження більшість науковців використовують класифікацію розроблену Ф. Р. Зайдельманом та А. С. Нікіфоровою [23;93], яка побудована на основі оцінки форми, розмірів, кольору та хімічного складу новоутворень ґрунтів лісової та лісостепової зони. Також, в класифікації показано діагностичне значення новоутворень та їхній зв'язок із гідрогеологічними та гідрохімічними особливостями ґрунтів.

Термінологічне різноманіття, відсутність загальноприйнятної класифікації зумовило різноманітні трактування ґенези конкреційних Fe-Mn новоутворень впродовж всього етапу дослідження. Прихильники фізико-хімічної концепції (К. Д. Глинка [23], В. Робінсон [96], W. Smith [102]) пов'язували формування Ферум-Манганових новоутворень з ґрунтово-геохімічними процесами та стверджували, що їхнє утворення відбувається лише хімічним або фізико-хімічним шляхом без участі мікроорганізмів. Тумин Г. М., Глінка К. Д., Македонов А. В. та ін. були прихильниками біогеохімічного походження конкреційних новоутворень, тому провідну роль у формуванні відводили органічній речовині. Серед праць, які присвячені вивченню генези новоутворень

важливе місце займає монографія Т. В. Аристовської, де експериментально доведено вплив мікрофлори у формуванні конкреційних новоутворень [64;83;84]. Встановлено, що конкреційні новоутворення – це сформовані мікроколонії Ферум-Манагнових бактерій, які замасковані сесквіоксидами Феруму та Мангану. Саме специфічні та неспецифічні мікроорганізми можуть відновлювати та окислювати Ферум та Манган.

У працях Г. М. Тумина та Я. Н. Афанасьєва [93] вперше згадано про те, що важливою умовою формування конкреційних Fe-Mn новоутворень є ступінь заболоченості: із збільшенням ступеня заболоченості збільшується кількість Ферум-Манганових новоутворень. Згодом, більшість дослідників [71;94;99] пов'язували утворення Fe-Mn ортштейнів з процесом оглеєння та глеєутворення і зазначали, що незмінними умовами їхнього формування є чергування окисно-відновних умов та пульсаційний водний режим.

На даному етапі дослідження, дослідники звернули увагу, також, на форму новоутворень, яка свідчить про їхню генезу та окисно-відновні умови, за яких вони формувалися, внутрішню структуру та їхні контури [35;80;81].

Результатами нашого дослідження підтверджено, що у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах поширені ортштейни округлої та трубчастої форми. Згідно класифікації Ф. Р. Зайдельмана та А. С. Нікіфорової їх відносять до класу конкреційних новоутворень, типу – марганцево-залізистих та залізистих конкреційних новоутворень. Наявні ортштейни в наділювіальній частині профілю та перехідному до породи горизонті. В наділювіальній частині профілю містяться ортштейни розміри, яких коливаються від 0,25 мм до 10 мм (див. табл. 3.2), переважно овальної форми (див. рис. 3.5-3.7), натомість у перехідному до породі горизонті ортштейнам притаманна, як округла так і трубчаста форма (див. рис. 3.8), а їхні розміри

досягають 5 см (див. табл. 3.2). Розмір ортштейнів свідчить про їхній вік, оскільки дрібні ортштейни – це наслідок сучасного ґрунтотворення, а великі – сформувалися на ранніх етапах формування ґрунтів та є реліктовими. Концентрична внутрішня будова ортштейнів із вираженими бурими кільцями акумуляції Феруму та чорними кільцями акумуляції Мангану засвідчує, що головними умовами для їхнього утворення є періодична зміна сухих та вологих періодів. Динаміка окисно-відновного потенціалу ґрунту – головний чинник геохімічної поведінки Fe та Mn. Під час вологого періоду відбувається домінування відновних умов, тому Fe та Mn переходять у рухомий стан, формують водно-дисперсне середовище та наповнюють пустоти. Згодом, при висиханні ґрунту та переважанні окисних умов, вони окислюються, а потім осідають на різних морфологічних елементах, на стінках пор або ж закупорюють їх. Повторення таких циклів призводить до концентричності внутрішньої структури ортштейнів та їх сезонного росту. Таким чином, внутрішня структура разом із чіткими контурами ортштейнів засвідчує про їхнє ексітне положення, оскільки хімічний склад ортштейну відрізняється від оточуючого горизонту. Це підтверджено результатами валового хімічного складу – вміст Fe_2O_3 у дрібноземі становить 4,36 – 4,66 %, а в ортштейнах Fe_2O_3 коливається від 12,01 % до 12,45 % та коефіцієнтами нагромадження - найінтенсивніше накопичується Fe_2O_3 (2,65 – 2,8) та MnO (1,4 до 1,61) (див. рис. 4.1;4.3;4.5). Також, переважання акумуляції Феруму зумовлюють буре забарвлення ортштейнів.

У буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах наявні нодулі неправильної (дифузної) форми, темного (чорного або сірого) забарвлення. У вищезгаданій класифікації Ф. Р. Зайдельмана та А. С. Нікіфорової не згадано нодулі, проте, ми вважаємо, що їх доцільно віднести до класу конкреційних

новоутворень, типу – марганцево-залізистих та залізистих конкреційних новоутворень. Поширені нодулі у елювіально-ілювіальному та ілювіальному горизонтах, у породі відсутні. Їхні розміри коливаються від 1 мм до 10 мм (див. табл. 3.3), притаманне чорне забарвлення та дифузна форма (див. рис. 3.9, 3.10). Закономірності розташування нодулів у межах профілю (приуроченість до середньої частини) та морфологічні особливості дозволяють стверджувати про їхню ґенезу. Темне, чорне забарвлення нодулів зумовлено акумуляцією сполук Мангану, що підтверджується результатами валового хімічного складу та розрахованим для нього коефіцієнтом нагромадження. У дрібноземі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів вміст Fe_2O_3 становить 3,39 – 5,15 %, в нодулях - 5,03 – 5,18 % (див. рис. 4.2;4.4). Розподіл та відсоткове співвідношення інших елементів у складі нодулів практично співпадає із вмістом у дрібноземі, а дані коефіцієнту нагромадження свідчать, що нодулі характеризуються лише накопиченням Мангану (2,17-2,29) (див. рис. 4.6). Це підтверджує теорію їхнього інсітного утворення (матеріал в нодулях споріднений з оточуючим матеріалом). Нечітка форма нодулів із дифузним контурами свідчить про тривале насичення вологою середніх горизонтів, без зміни окисно-відновних умов і мінімальну інтенсивність глеє-елювіального процесу. Однорідність забарвлення, відсутність видимих концентричних кілець свідчить про рівномірний розподіл елементів у їхніх межах.

Отже, у межах Передкарпаття поширення ґрунтів зумовлено висотною поясністю. Найбільш поширеними є профільно-диференційовані ґрунти: дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні та буроземно-підзолисті оглеєні, які приурочені до третьої – п’ятої надзаплавних терас у межах Дрогобицької, Моршинської, Стривігорської височин. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти сформувалися під широколистяними лісами із

трав'янистим покривом, в умовах надлишкового зволоження, промивного та застійно-промивного типів водного режиму під переважаючою дією процесу опідзолення, який доповнюється глеє-елювіальним, дерновим, сегрегаційним ґрунтотворними процесами. Буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти сформувалися на давньоалювіальних, алювіально-делювіальних кам'янистих глинах в умовах надлишкового зволоження, застійно-промивного типу водного режиму під дубово-ялиновими, дубово-грабовими лісами із трав'яним покривом при домінуючій ролі процесів внутрішньогрунтового оглинення та лесиважу, які доповнюються глеє-елювіальним та опідзоленням.

Встановлено, що профільно-диференційовані ґрунти Передкарпаття характеризуються різкодиференційованим елювіально-ілювіальним типом профілю. У дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах ілювіальний горизонт є текстурний, морфологічні ознаки якого сформувалися в результаті руйнування та винесення півтораоксидів та продуктів їхнього розкладу із верхніх горизонтів та впливу глеє-елювіального процесу, а у буроземно-підзолистих оглеєних – метаморфічний, що сформування в результаті процесів внутрішньогрунтового оглинення та лесиважу, з мінімальним впливом процесу опідзолення. У межах Передкарпаття діагностували два види конкреційних Ферум-Манганових новоутворень: ортштейни – у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах та нодулі – в буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах. Ортштейни овальної або трубчастої форми із добре вираженими зовнішніми контурами, чіткою внутрішньою структурою із бурими кільцями акумуляції Феруму та чорними кільцями акумуляції Мангану. В наділювіальній частині профілю розміри ортштейнів коливаються від 0,25 до 10 мм, в перехідному до породи горизонті – до 5 см. У гумусово-елювіальному горизонті (HEgl) вміст ортштейнів, в середньому, становить 2,8 %, розміри

коливаються від 0,5 мм до 3 мм, в елювіальному (Ehgl) зростає до 7,7 %, а їхній діаметр досягає 10 мм. У перехідному до породи горизонті (Pigl) діагностовано крупні ортштейни до 5 см, які мають реліктове походження, а їхній відсотковий вміст складає 16-19 %. Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів неправильної, нерегулярної форми, ущільненої консистенції із нечіткими дифузними контурами, гострими кутами, чорного, темно-сірого забарвлення, приурочені до середньої частини профілю (EIgl, I(e)mgl горизонтів). Відсотковий вміст нодулів становить 1,1 – 3,2 %. У EIgl горизонті вміст нодулів 1,1 – 1,5 %, а розмір фракції - від 1,0 мм до 5,0 мм. Натомість, у I(e)mgl горизонті вміст нодулів 2,7 – 3,2 %, а розміри фракцій від 1,0 мм до 10 мм.

РОЗДІЛ 4. ХІМІКО-МІНЕРАЛОГІЧНИЙ СКЛАД І ВЛАСТИВОСТІ КОНКРЕЦІЙНИХ ФЕРУМ-МАНГАНОВИХ НОВОУТВОРЕНЬ

4.1. Валовий хімічний склад

Основою для розуміння і наукового трактування ґрунтотворних процесів, а також хімічних реакцій, які відбуваються у ґрунтовій масі, є результати хімічного складу ґрунтів, порід, новоутворень та їхніх змін у результаті ґрунтотворення, господарського використання ґрунтового покриву. Хімічний склад ґрунтів характеризується двома показниками: валовим (елементним) і фазовим (речовинним) складом. Валовий (елементний) склад ґрунтів − це одна із пріоритетних та надзвичайно інформативних хімічних характеристик ґрунтів. Його вивчення є необхідним для інтерпретації процесів ґрунтотворення, вивчення генези ґрунтів і оцінки їхньої родючості, продуктивності [22].

Валовий хімічний аналіз використовують для визначення загального вмісту у ґрунті хімічних елементів. На основі порівняння відмінностей валового хімічного складу різних ґрунтових горизонтів та ґрунтотворної породи можна дослідити хімічні властивості ґрунтів, встановити спрямованість ґрунтотворних процесів (ґенезу ґрунтів) та тенденції змін у ґрунтах [22]. Оскільки, валовий хімічний склад ґрунтів успадкований від ґрунтотворної породи, то вплив чинників ґрунтотворення призводить до зміни валового хімічного складу. Таким чином, отримані результати дозволяють простежити хімічний склад мінеральної частини ґрунту та їхню функціональну залежність від ґрунтотворної породи.

З метою діагностики ґрунтотворних процесів використовують метод молярних відношень Г. Герасовіца [83]. На основі аналізу співвідношень концентрацій елементів одержують важливу інформацію про властивості ґрунтів та їхніх горизонтів, а також про напрям та інтенсивність процесів, які у них розвиваються. Отримані результати є основою для розрахунку «фактору вилуговування», який запропонував Г. Йенні (β – фактор вилуговування). Він свідчить про різну інтенсивність вилуговування лужних та лужноземельних елементів із різних генетичних горизонтів. Якщо $\beta>1$, то відбувається акумуляція основ, при $\beta<1$– втрата, а коли $\beta=1$, то втрат основ немає [85]. Для підтвердження інформації про диференціацію профілю та сукупність ґрунтотворних процесів доцільно обчислити ЕА коефіцієнти. Розрахунок ЕА коефіцієнтів (ЕАК) проводять за методикою, запропонованою О. А. Роде, яка передбачає розрахунки: Е*Ar* – ЕАК для конкретного оксиду; Е*At* – загальний ЕАК для усіх оксидів; Е*Am* – ЕАК усіх оксидів, крім оксиду-свідка. Розраховується Е*Ar* за формулою: [85]

$$EAt = (Rn \times Sp) / (Rp \times Sn) - 1, \quad (4.1)$$

де Rn – відсотковий вміст аналізованого оксиду R в n-му горизонті ґрунту; Rp – відсотковий вміст оксиду R в ґрунтотворній породі; Sn – відсотковий вміст оксиду-свідка в n-му горизонті ґрунту; Sp – відсотковий вміст оксиду-свідка в ґрунтотворній породі.

Загальний Е*At* розраховується за формулою:

$$EAt = Sp / Sn - 1, \quad (4.2)$$

де Е*At* – загальний елювіально-акумулятивний коефіцієнт втрат або накопичення всіх оксидів по відношенню до оксидів ґрунтотворної породи; *Sn* – відсотковий вміст оксиду-свідка в n-му горизонті ґрунту; *Sp* – відсотковий вміст оксиду-свідка в ґрунтотворній породі.

E*Am* розраховується за формулою:

$$E_{Am} = (100-Sn)\times Sp / (100-Sp)\times Sn - 1, \quad (4.3)$$

де E*Am* – елювіально-акумулятивний коефіцієнт усіх оксидів, крім оксиду-свідка; *Sn* – відсотковий вміст оксиду-свідка в n-му горизонті ґрунту; *Sp* – відсотковий вміст оксиду-свідка в ґрунтотворній породі.

З метою встановлення генези конкреційних Fe-Mn новоутворень у профільно-диференційованих ґрунтах у межах Передкарпаття ми визначили валовий хімічний склад дрібнозему та цих новоутворень в межах генетичних горизонтів методом Є.В. Арінушкіної [45] (рис.4.1 – 4.4; дод.Б 1, Б 2).

Результати валового хімічного аналізу засвідчують, що в складі дрібнозему профільно-диференційованих ґрунтів домінує кремнезем (SiO_2). У дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах вміст SiO_2 складає 77,37 – 79,78 %, у буроземно-підзолистих його вміст дещо менший – 71,08 – 76,05 %. Це зумовлено тим, що SiO_2 – найменш рухомий оксид, стійкий до вивітрювання, практично повністю залишається на місці і майже не переміщується в межах профілю [45]. Значний відсоток у складі дрібнозему має Al_2O_3, вміст якого зростає вниз за профілем із максимумом у ґрунтотворній породі (10,04 – 12,37 % - у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних та 8,12 – 10,78 % у буроземно-підзолистих оглеєних. Вміст Fe_2O_3 також зростає у напрямку до породи: у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах коливається від 4,36 % до 4,66 %, натомість у буроземно-підзолистих оглеєних досягає 5,15 % у P(i)gl горизонті. Значний вміст у дрібноземі профільно-диференційованих ґрунтів складає CaO, K_2O та Na_2O (табл. 4.1; 4.2; дод.Б 1).

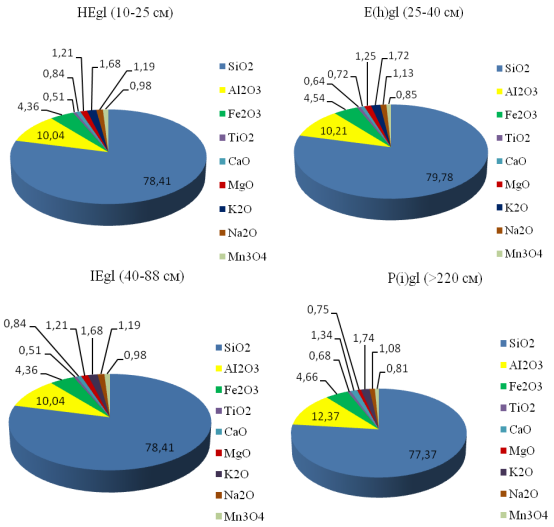


Рис. 4.1. Валовий хімічний склад дрібнозему дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття, % на прожарену наважку

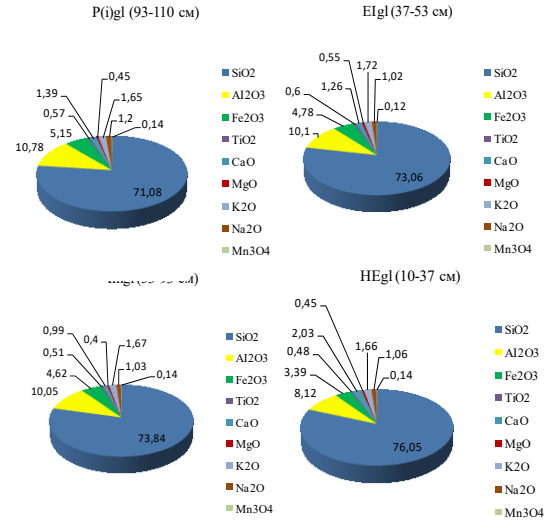


Рис. 4.2. Валовий хімічний склад дрібнозему буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття, % на прожарену наважку

У валовому хімічному складі конкреційних Ферум-Манганових новоутворень, як і в дрібноземі досліджуваних ґрунтів, значну частку складає SiO_2. Проте, у ортштейнах його вміст, порівняно із дрібноземом, дещо менший і становить 69,97 – 70,95 %. Натомість, у ортштейнах суттєво збільшується вміст Fe_2O_3 (12,01 – 12,45 %) з максимумом у E(h)gl горизонті та Al_2O_3 (12,03 – 12,23 %) відсоток якого зростає вниз за профілем. Встановлено, також, збільшення Mn_3O_4 в півтори рази порівняно із дрібноземом (1,01 – 1,37 %) максимальні значення у E(h)gl горизонті (1,37 %) та у P(i)gl (1,3 %). Найменший вміст TiO_2 (0,59 – 0,67 %), MgO (0,43 – 0,68 %) та Na_2O (0,89 – 0,91 %). Такі відмінності у валовому хімічному складі ортштейнів та дрібнозему підтверджують гіпотезу про їхнє формування внаслідок ексітної генези (матеріал у ортштейнах відрізняється від оточуючого горизонту). У нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів вміст кремнезему (74,22 – 74,83 %), Алюмінію (8,98 – 9,18 %) та Феруму (5,03 – 5,18 %) практично такий самий, як і в дрібноземі. Проте, вміст Феруму у нодулях в 2,5 рази менший, ніж у ортштейнах. Вміст Mn_3O_4 як в дрібноземі, так і в нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів характеризується низькими показниками, проте у нодулях цей вміст вдвічі більший, ніж у дрібноземі. Вміст Мангану у нодулях в 3-5 разів менший, ніж в ортштейнах. Загалом, розподіл та відсоткове співвідношення елементів у складі нодулів практично співпадає із вмістом у дрібноземі, що підтверджує теорію їхнього інсітного утворення (матеріал в нодулях споріднений з оточуючим матеріалом) (рис. 4.3; 4.4; дод.Б 2).

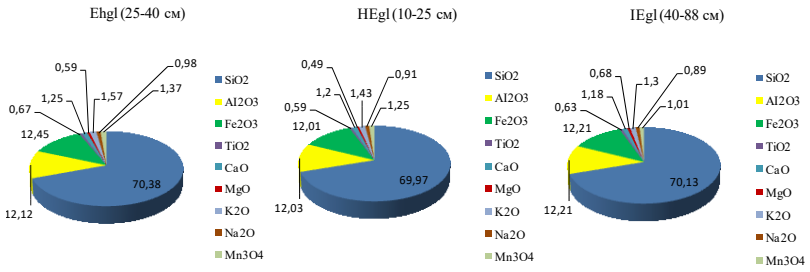


Рис. 4.3. Валовий хімічний склад ортштейнів дерново-підзолистих поверхево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття, % на прожарену наважку

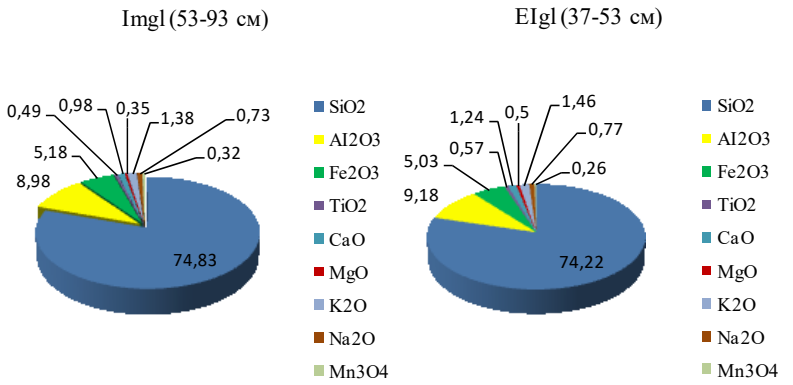


Рис. 4.4. Валовий хімічний склад нодулів буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття, % на прожарену наважку

З метою встановлення відносної акумуляції різних хімічних елементів та виявлення їхньої ролі у формуванні ґрунтових новоутворень Ф. Р. Зайдельман та А. С. Нікіфорова запропонували використовувати коефіцієнт нагромадження (Кх), який розраховується за формулою [45;47;93]:

$$Кх = C_{Конк.} : C_{Дрібн.}, \quad (4.4)$$

де $C_{Конк.}$ і $C_{Дрібн.}$ - вміст елементу (х) в конкреціях і в дрібнземі.

Основою розрахунку коефіцієнту нагромадження (Кх) є результати валового хімічного складу новоутворень і дрібнозему у різних генетичних горизонтах (рис. 4.5; 4.6, дод. Б 3)

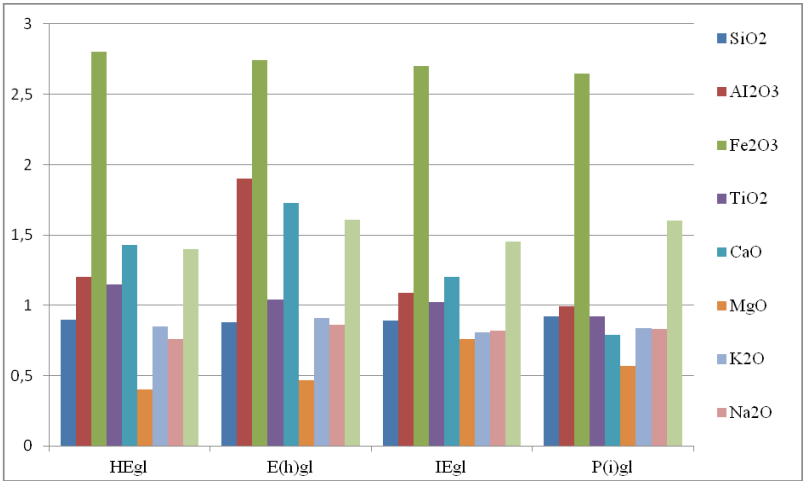


Рис. 4.5. Коефіцієнт нагромадження (K_x) у ортштейнах дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття

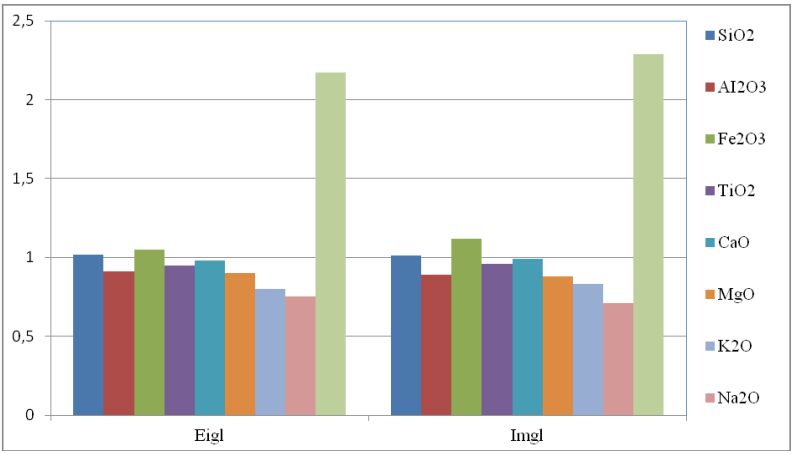


Рис. 4.6. Коефіцієнт нагромадження (K_x) у нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Обраховані значення коефіцієнту нагромадження засвідчують, що для конкреційних Ферум-Манганових новоутворень профільно-диференційованих ґрунтів характерним є накопичення Феруму, Мангану, Алюмінію та Кальцію. У ортштейнах дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів найінтенсивніше накопичується Fe_2O_3 у верхній частині профілю із поступовим зменшенням в напрямку до ґрунтотворної породи (2,65 – 2,8). Максимальні показники накопичення Al_2O_3 (0,99-1,9), TiO_2 (0,92-1,15) та CaO (0,79-1,73) характерні для ортштейнів наділювіальної частини профілю. Накопичення Mn_3O_4 відбувається нерівномірно і коливається від 1,4 до 1,61. Натомість, у нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів найбільше накопичується Mn_3O_4 (2,17-2,29), накопичення Fe_2O_3 вдвічі менше і становить 1,05-1,12. Як зазначають, Ф. Р. Зайдельман та А. С. Нікіфорова коефіцієнти нагромадження Феруму та Мангану залежать від генези ґрунтотворних порід, а акумуляцію Феруму збільшує гідроморфність території [45;47;93]. Максимальні значення Феруму визначають переважання бурого забарвлення у ортштейнів, а чорні кільця зумовлені акумуляцією Мангану. Саме інтенсивне накопичення Феруму та Мангану є одним із найважливіших чинників формування ортштейнів у ґрунті. Інтенсивне накопичення Мангану у нодулях зумовлює однорідне темне забарвлення, їхню дифузну форму та свідчить про процеси внутрішньогрунтового оглинення, тривале насичення вологою середніх горизонтів та підтверджує мінімальну інтенсивність глеє-елювіального процесу.

При вивченні конкрецій різної ґенези важливо об’єктивно охарактеризувати величину співвідношення Fe : Mn. Для характеристики цього співвідношення в якості опорного реперу використали кларки цих елементів в ґрунті, тобто

$$Fe_{кларк} : Mn_{кларк} = 3,8 : 0,085 = 45 \qquad (4.5)$$

На основі цього величини співвідношення Fe : Mn < 45 прийнято вважати низькими, а величини Fe : Mn > 45 – високими [44;45].

Співвідношення Fe : Mn у дрібноземі дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів коливається від 4,4 до 6,57. У ортштейнах цих ґрунтів співвідношення Fe : Mn вдічі вище і становить 9,10-12,09, що засвідчує про їхню ексітну ґенезу. Натомість, у буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах співвідношення Fe : Mn значно вище у дрібноземі і коливається від 24,21 до 39,83 із максимумом у елювіально-ілювіальному горизонті, у нодулях цей показник становить 16,19-19,34. Це підтверджує теорію про те, що нодулі сформувалися in situ. Загалом, такі співвідношення Fe : Mn у профільно-диференційованих ґрунтах є низькими, оскільки як опорний репер використовують співвідношення кларків цих елементів (45) (табл. 4.1, 4.2).

Таблиця 4.1

Вміст Fe_2O_3 і Mn_3O_4 у дрібноземі профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

Генетичний Горизонт	**Глибина, См**	**Fe_2O_3**	**Mn_3O_4**	**$\frac{Fe_2O_3}{Mn_3O_4}$**
Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт				
HEgl	10-25	4,36	0,98	4,4
E(h)gl	25-40	4,54	0,85	5,34
IEgl	40-88	4,53	0,70	6,47
P(i)gl	>220	4,66	0,81	5,75
Буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт				
HEgl	10-37	3,39	0,14	24,21
EIgl	37-53	4,78	0,12	39,83
Imgl	53-93	4,62	0,14	33,0
P(i)gl	93-110	5,15	0,14	36,79

Таблиця 4.2

Вміст Fe_2O_3 і Mn_3O_4 в конкреційних Fe-Mn новоутвореннях профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття [44]

Генетичний Горизонт	**Глибина, См**	**Fe_2O_3**	**Mn_3O_4**	**$\frac{Fe_2O_3}{Mn_3O_4}$**
Ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів				
HEgl	10-25	12,01	1,25	9,61
E(h)gl	25-40	12,45	1,37	9,10
IEgl	40-88	12,21	1,01	12,09
P(i)gl	>220	12,34	1,30	9,50
Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів				
EIgl	37-53	5,03	0,26	19,34
Imgl	53-93	5,18	0,32	16,19

Зайдельман Ф. Р. та Нікіфорова А. С. вивчаючи ортштейни автоморфних дерново-підзолистих ґрунтів зазначали, що менше значення співвідношення Fe : Mn характеризує переважну акумуляцію Мангану (до 45), а високі значення (більше 45) – переважну акумуляцію Феруму. Таку тенденцію ми спостерігаємо у нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів: співвідношення Fe : Mn становить 16,19-19,34, а коефіцієнт нагромадження засвідчує про інтенсивне переважання Mn_3O_4 (2,17-2,29). Натомість, у ортштейнах дерново-підзолистих оглеєних ґрунтів відбувається інтенсивне нагромадження Fe_2O_3 (12,01-12,45), а співвідношення Fe : Mn лише 9,10-12,09.

Також, співвідношення Fe : Mn використовують для аналізу зв'язку хімічного складу з розмірами новоутврень $(Fe:Mn) \sim d_{новоутрв.}$ Македонов А. В. аналізуючи склад конкреційних Ферум-Манганових новоутворень в грунтах на території лісової зони помірного поясу Евразії та США зазначав, що в межах

одного профілю переважно більш високе значення Мангану характеризує більші новоутворення, а Феруму – дрібніші [80-82]. Ми у своїх дослідженнях не проводили таких вимірювань, проте у перспективі, плануємо перевірити правильність таких тверджень у межах Передкарпаття.

4.2. Фракційний склад Феруму

Вміст Феруму в земній корі досягає 5,1 % (четверте місце після кисню (49,4 %), Силіцію (28,6 %) та Алюмінію (8,32 %)), а у ґрунтах його середній вміст становить 3,8 %. Первинні мінерали ґрунтотворних порід є основним джерелом накопичення Феруму в ґрунтах, де він знадиться в окисних, закисних і гідроокисних сполуках. В результаті процесів ґрунтотворення і вивітрювання Ферум вивільняється та переходить в колоїдні окисні, закисні та гідроокисні з'єднання, найбільшим чином у вторинні (глинисті) мінерали. В результаті руйнування первинних і вторинних мінералів утворюється аморфний Ферум, який є основою формування окисних та гідроокисних. Разом із органічними кислотами сесквіоксиди Феруму утворюють рухомі форми комплексних сполук, які здатні рухатися у межах профілю ґрунту. Найбільш важливою для ґенези ґрунтів особливістю Феруму є його здатність змінювати валентність, що зумовлено ґрунтовим режимом. В аеробних умовах він трьохвалентний (Fe_2O_3 - оксид, майже нерозчинний в ґрунтових водах), а в анаеробних – двовалентний (FeO – найбільш розчинний і рухливий) [22;47].

Накопичення Феруму в ґрунтах може бути як реліктовим, так і сучасним. В сучасних умовах ґрунтотворення міграція Феруму обмежена і пов'язана, в основному, з різними типами

надлишкового зволоження ґрунтів, яке визначає постійний чи сезонний анаеробіоз. Сучасні процеси вивітрювання призводять до накопичення Феруму в ґрунтовій товщі літосфери, що пов'язано із слабкою розчинністю та рухливістю заліза, а також з його осадженням, яке відбувається під впливом значних змін середовища, в яких воно знаходиться [47].

На ранніх етапах дослідження уявлення про роль Феруму обмежувалися трьома властивостями: змінною валентністю, здатністю утворювати комплексні сполуки і випадати у вигляді різних новоутворень. Проте, із виділенням аморфних мінеральних, органо-мінеральних і різного ступеня окристалізованих форм Феруму були з'ясовані інші його властивості. Дюшофур Ф. Р. порівнював роль Феруму в кислих ненасичених гумусованих ґрунтах із роллю Кальцію у чорноземах. Це зумовлено тим, що він виконує важливі функції та є основою для діагностики ґрунтотворних процесів: аморфний і слабоокристалізований Ферум є структуроутворювачем та покращує фізичні властивості кислих ґрунтів; Ферум в обмінній формі поглинається рослинами та захищає їх від хлорозу; Ферум-органічні комплекси зменшують незворотне зв'язування фосфору та сприяють його доступності для живлення рослин. При утворенні конкреційних ортштейнових, ортзандових прошарків погіршується фільтрація. Це зумовлює появу постійного або сезонного перезволоження, а відновні форми Феруму можуть бути токсичними для рослин. Накопичення чи елювіювання рухомого Феруму пов'язано із проявом елементарних ґрунтотворних процесів, які зумовлюють формування генетично самостійних типів ґрунтів. Перетворення Феруму відбувається в результаті складного процесу вивітрювання, зумовленого більш простими елементарними процесами: розчиненням, гідролізом, окисленням, гідратацією. Темпи гідролізу мінералів, прояви в

корі вивітрювання і ґрунтах процесів окислення-відновлення, гідратація-дегідратація найбільш суттєво впливають на вміст основних форм Феруму та його розподіл [22;47].

Сполуки Феруму у ґрунтах, так званий загальний або валовий Ферум ($Fe_{вал}$), представлений такими формами: силікатий Ферум (Fe_c), який входить в склад кристалічних ґраток первинних, вторинних мінералів та несилікатний ($Fe_{нс}$) або ж вільний, що не знаходиться в ґратці мінералів та поділяється на: а) Ферум окристалізований ($Fe_{окр}$) (слабо- або сильно-) оксидів і гідроксидів; б) Ферум аморфних сполук (Fe_a) (залізистих і гумусово-залізистих); в) Ферум рухомих сполук (обмінних і водорозчинних) [47].

У лабораторних умовах для визначення валового та рухомого вмісту Феруму у ґрунтах та конкреційних новоутвореннях використовували метод атомно-адсорбційної спектрофотометрії; вміст Феруму силікатного розрахували як різницю між його валовим вмістом і кількістю Феруму несилікатного. Несилікатний (вільний) Ферум визначали методом Коффіна, аморфні сполуки Fe - методом Тамма. Окристалізований Fe (сильно- і слабокристалізований) розрахували як різницю кількості несилікатного та аморфного.

На основі лабораторно-аналітичних досліджень встановлено, що у профілі дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів яскраво виражена диференціація валового Феруму, тому що його частка в Itgl горизонті в 2,4 рази більша порівняно із елювіальною частиною. Це підтверджує теорію формування цих ґрунтів під домінуючою дією процесу опідзолення (рис. 4.7; дод. В 1). У буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах вміст валового Феруму менший у 2-3 рази, а його показники збільшуються в напрямку до породи (від 0,69 до 0,91 %), без вираженої акумуляції в Imgl горизонті. На основі валового вмісту Феруму ґрунти класифікуються за

ступенем озалізнення: дуже високий (валовий вміст Fe > 30 %); високий (30-10 %); помірно високий (10-5 %); середній (5-3 %); помірно низький (3-1 %); низький (1-0,5 %); дуже низький (< 0,5 %). Згідно отриманих результатів, дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти характеризується помірно низьким ступенем озалізнення, а у буроземно-підзолисті оглеєні – низьким. У складі валового Феруму дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів переважає Fe_c, основна частка якого (84,4 %) характерна для Itgl. Частка $Fe_{нс}$ у межах профілю коливається від 15,6 до 33,3 %, максимальні його значення (33,3 %) характерні для HEgl, що свідчить про процеси руйнування первинних і вторинних мінералів у верхній частині профілю. У профілі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів переважає $Fe_{нс}$ з максимальними показниками (84,0-88,0 %) у середній частині профілю, що підтверджує переважання процесів внутрішньоґрунтового оглинення (рис.4.8; дод. В 1).

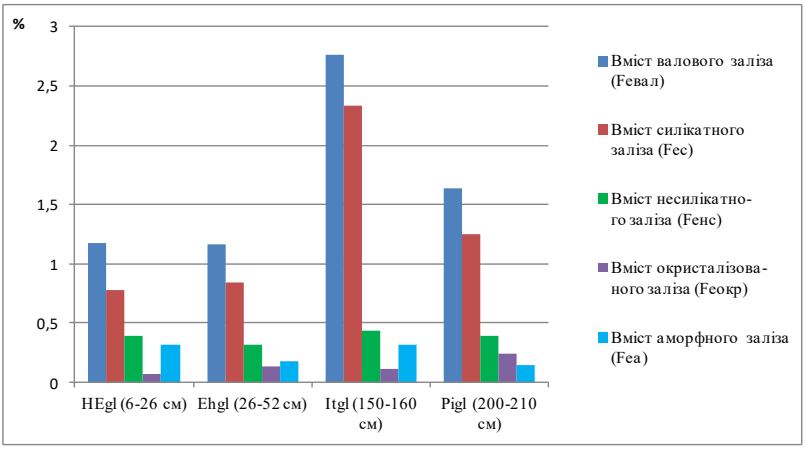


Рис. 4.7. Вміст форм Феруму в дрібноземі дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття, %

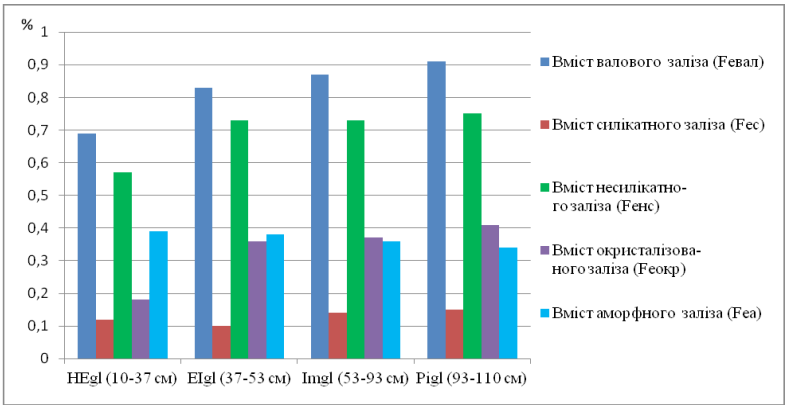


Рис. 4.8. Вміст форм Феруму в дрібноземі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття, %

Активність процесів руйнування підтверджуються показником ступеня вивітрювання ґрунтової маси, який розраховується як відношення Феруму силікатних та несилікатних сполук ($Fe_с/Fe_{нс}$). Чим менше значення цього показника, тим активніші процеси вивітрювання. Розраховані показники ступеня вивітрювання ґрунтової маси у профільно-диференційованих ґрунтах підтверджують вище наведені відмінності. Частка $Fe_а$ у межах профілю досліджуваних ґрунтів поступово зменшується у напрямку до породи, а $Fe_{окр}$ – збільшується. Для діагностики ґрунтів використовується коефіцієнт Швертмана ($Fe_а/Fe_{нс}$), який відображає відношення Феруму аморфних і окристалізованих сполук та відображає ступінь старіння та кристалізації рухомих оксидів, сесквіоксидів Fe. Також коефіцієнт Швертмана використовують для діагностики ступеня гідроморфізму ґрунтів у гумідних ландшафтах. Чим більша ступінь гідроморфізму, тим більше значення цього коефіцієнту [47]. Для дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів найбільші значення коефіцієнту Швертмана характерні для наділювіальної частини, що підтверджує домінуючу роль поверхневого оглеєння у ґенезі та переважання

глеє-елювіального процесу у верхній частині профілю (рис. 4.9; дод. В 1).

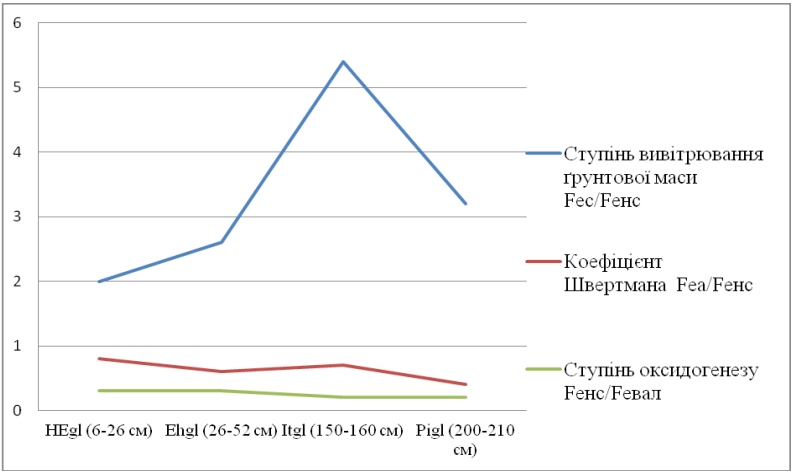


Рис. 4.9. Співвідношення форм Феруму в дрібноземі дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття

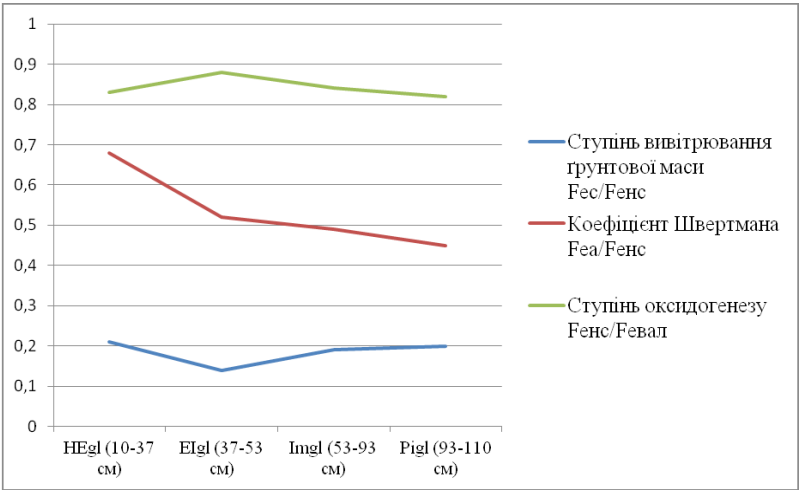


Рис. 4.10. Співвідношення форм Феруму в дрібноземі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Важливим показником для діагностики ґенези є частка несилікатних (вільних) сполук Феруму від загального його вмісту в ґрунті ($Fe_{нс}/Fe_{вал}$) – ступінь оксидогенезу. Водяницький Ю. Н. запропонував систему групування ґрунтів за ступенем розвитку оксидогенезу: дуже високий - $Fe_{нс}/Fe_{вал}$ > 0,75; високий – 0,75-0,65; помірно високий – 0,65-0,55; середній – 0,55-0,45; помірно низький – 0,45-0,35; низький – 0,35-0,25; дуже низький <0,25 [47]. Згідно з цим показником дерново-підзолисті ґрунти характеризуються низьким і дуже низьким ступенем оксидогенезу, буроземно-підзолисті – дуже високим (рис.4.9; 4.10; дод. В 2).

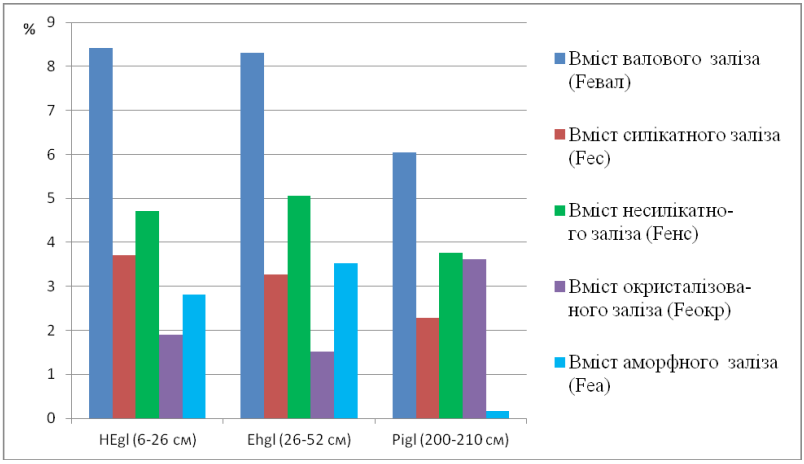


Рис. 4.11. Вміст форм Феруму в ортштейнах дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття, %

Важливе значення для підтвердження ґенези та діагностики інтенсивності ґрунтотворних процесів у профільно-диференційованих ґрунтах має аналіз форм Феруму у конкреційних Ферум-Манганових новоутвореннях (рис. 4.11; 4.12; дод. В 2). Вміст валового Феруму в ортштейнах у 7,2 рази більший порівняно із дрібноземом в наділювіальній частині

профілю та у 3,7 рази у перехідному до породи горизонті (табл. 4.7). За вмістом $Fe_{вал}$ ступінь озалізнення ортштейнів помірно високий ($Fe_{вал}$=6,05-8,41). На відміну від дрібнозему дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів, у складі валового Феруму ортштейнів переважає $Fe_{нс}$, часка якого у межах профілю збільшується від 56,0 у HEgl до 62,3 % у перехідному до породи горизонті. Вміст $Fe_{нс}$ в ортштейнах у порівнянні із дрібноземом більший в 9,7-12,1 рази. Частка $Fe_{с}$ у ортштейнах коливається від 44,0 % у HEgl до 37,7 % у Pigl горизонті. Найбільш помітно у ортштейнах збільшився вміст $Fe_{окр}$ (в 11-27 рази) в межах наділювіальної частини профілю, що свідчить про активні процеси перетворення Феруму. Коефіцієнт Швертмана в ортштейнах наділювіальної частини профілю становить 0,6-0,7, що підтверджує теорію їхнього формування за переважаючої дії глеє-елювіального процесу. В ортштейнах перехідного до породи горизонту коефіцієнт Швертмана становить 0,04. Це свідчить про відсутність впливу сучасного оглеєння на їхнє формування та реліктове походження. Ортштейни досліджуваних ґрунтів характеризуються помірно високим ступенем оксидогенезу ($Fe_{нс}$/ $Fe_{вал}$ =0,56-0,62) [47]. Натомість, у нодулях буроземно-підзолистих ґрунтів вміст $Fe_{вал}$ порівняно із дрібноземом більший в 1,7 рази, а ступінь озалізнення нодулів поміно низький ($Fe_{вал}$=1,41-1,49). У нодулях, які дрібноземі буроземно-підзолистих ґрунтів, переважає $Fe_{нс}$ (59,1-59,6 %). Його вміст у порівнянні із дрібноземом менший в 1,4-1,5 рази, натомість вміст силікатного Феруму більший в 2,5-3,4 рази. У нодулях у порівнянні із дрібноземом в 1,1-1,2 рази менший вміст Феруму окристалізованого та в 1,8-1,9 рази – вміст Феруму аморфного. Ступінь оксигенезу нодулів, як і ортштейнів, помірно високий ($Fe_{нс}$/$Fe_{вал}$=0,59-0,60) (рис. 4.13; 4.14; дод. В 2).

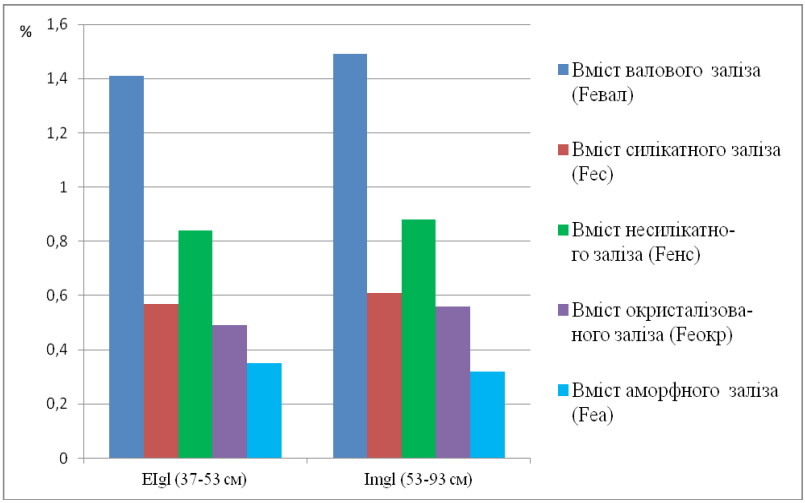


Рис. 4.12. Вміст форм Феруму в нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття, %

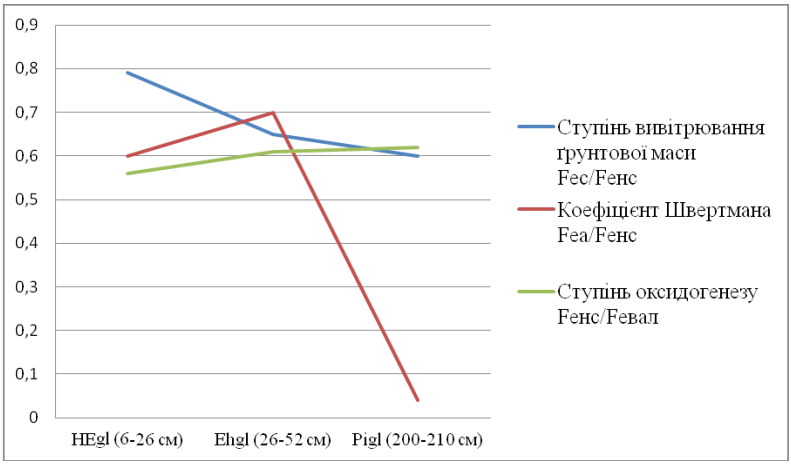


Рис. 4.13. Співвідношення форм Феруму в ортштейнах дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття

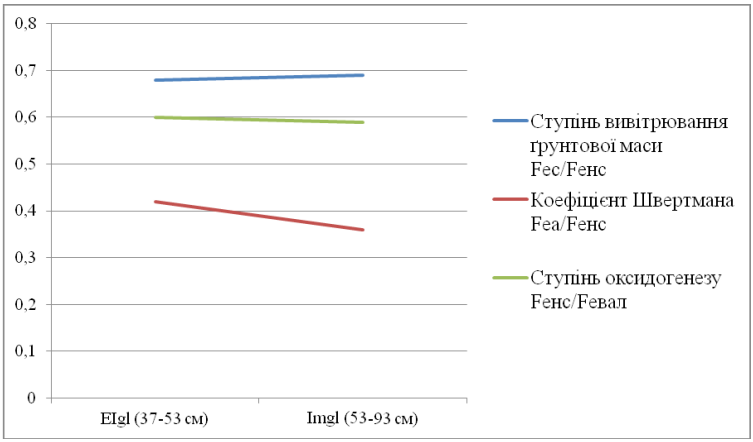


Рис. 4.14. Співвідношення форм Феруму в нодулях буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття

4.3. Мінералогічний склад новоутворень

Мінералогічний склад ґрунтів, зокрема хімічний склад та кристалічна структура первинних та вторинних мінералів суттєво впливають на властивості ґрунтів. Більшість первинних мінералів успадковуються від ґрунтотворної або материнської породи, натомість вторинні - формуються в процесі вивітрювання і змін у кристалічних ґратках первинних мінералів. Із первинних мінералів (кварцу, польових шпатів, слюд) складаються переважно піщані та супішані ґрунти. У суглинкових та глинистих ґрунтах значну частку (30-50%) займають вторинні глинисті мінерали. Первинні мінерали визначають деякі фізичко-механічні та водно-фізичні властивості ґрунтів та формують скелет ґрунту. Глинисті мінерали володіють високою дисперсністю, що зумовлює інтенсивні реакції сорбції, десорбції, обміну та фіксації катіонів, гідратації-дегідратації тощо [52].

Водяницький Ю. Н. досліджуючи мінерали Феруму у ґрунтах, стверджує, що вони представлені, в основному, оксидами та сесквіоксидами Феруму. Вони утворюють ряд мінералів з різноманітною термодинамічною стабільністю: ферригідрит, фероксигіт, лепідокрокіт та гетит. Усі мінерали, крім гетиту, відносять до термодинамічно нестабільних, проте вони місять у собі важливу інформацію про ґрунт. Оскільки, це молоді мінерали, вони свідчать про оксидогенез заліза, який відбувається на даний момент. З часом, фероксигіт може перейти в гетит, а ферригідрит – в гетит чи гематит. Також, наявність цих мінералів говорить про активність у ґрунті гетеротрофних мікробів. Серед оксидів Феруму найбільш стабільний та поширений мінерал - це гематит. Інші мінерали менш поширені та менш стійкі – це магнетит та маггеміт [93].

Мінералогічний склад Ферум-Манганових новоутворень визначається літологічними особливостями та ґенезисом ґрунту. Більшість дослідників зазначають, що у нодулях та ортштейнах серед первинних мінералів домінує кварц, польові шпати і гідрослюди [74;82;95;104]. Також, спостерігається значна кількість глинистих вторинних мінералів та оксидів Fe і Mn. Серед глинистих, найчастіше зустрічається каолініт [79;81;82;95]. Серед оксидів Fe – гетит та ферігідрит, рідше гематит та лепідокрокіт. Присутність лепідокрокіту в новоутвореннях є свідченням ступеня оглеєності грунту. Чим вищий його вміст, тим сильніше проявляється оглеєння [78;100]. Оксиди Mn у новоутвореннях предсталені вернадитом [81], літіофоритом [88] та бернеситом [97]. Під час дослідження мінералогічного складу ортштейнів В. Ф. Бабанін, Л. О. Карпачевський встановили, що серед сполук заліза домінує тонкодисперсний гетит (90%). Schwertmann U. та Fanning D. S. також зазначали, що єдиним кристалічним оксидом, який можна виявити у Ферум-Манганових новоутвореннях є гетит [97].

Мінералогічна подібність між новоутвореннями та навколишнім ґрунтовим середовищем засвідчує їхнє педогенетичного походження та інсітне формування внаслідок цементації ґрунтового матеріалу оксидами Fe і Mn [81;82;104]. Fe-Mn оксиди в ґрунтових новоутвореннях концентруються в аморфних або слабоокристалізованих формах [74]. Проте, існують дослідження, де показана можливість концентрування в новоутвореннях ферігідриту і гетиту або гематиту із певною кількістю заміщенного Al [75;88]. Гаспаратос Д. та ін. вивчаючи альфісолі Греції дійшли висновку, що Fe-Mn новоутворення збагачені лише термодинамічно нестійкими оксидами Fe. Асоціація слабкокристалічних форм гетиту і ферігідриту в конкреціях, що містять значну кількість цього елементу, є відображенням середовища, в якому Fe^{2+} окиснюється в присутності факторів, що стримують або гальмують трансформацію слабокристалічних оксидів у більш стабільні форми [82].

Встановлено, що оксиди Mn у дрібнозернистих фракціях погано реєструються за допомогою ренгеноструктурного аналізу, оскільки вони формують досить дифузні рефлекси [75;95]. Важко відрізнити оксиди цього елементу в ґрунтах і новоутвореннях, через їхню низьку ступінь кристалічності. Цю проблему вдалося вирішити поєднавши дифрактометричні методи зі селективними процедурами розчинення. Це дало змогу ідентифікувати та охарактеризувати такі мангановмісні мінерали, як літіофорит та вернадит [38;81;88] (табл. 4.3)

Таблиця 4.3

Мінералогічний склад ґрунтових Fe-Mn новоутворень [82]

	Первинні мінерали	**Вторинні мінерали**		
		Глинисті мінерали	**Оксиди заліза**	**Оксиди мангану**
1	**2**	**3**	**4**	**5**
Gasparatos D. (2007)	Кварц, альбіт	Ілліт, каолініт, смектит	Гетит, фферигідрит	Вернадит

Закінчення табл. 4.3

1	2	3	4	5
Aide M. (2005)	Кварц	-	Гетит, фферигідрит	-
Cornu S. et al.(2005)	Кварц, польові шпати, гідрослюди	Каолініт	Гетит, фферигідрит	-
Vidhana Arachchi L. et al. (2004)	-	Вермикуліт, ілліт, каолініт	Гетит	Літіофорит, бірнезит
Gasparatos D. et al. (2004a)	Кварц, польові шпати	Ілліт	Гетит, фферигідрит	-
Liu F. et al. (2002)	Кварц	Ілліт, каолініт	Гетит, фферигідрит	Літіофорит, вернадит
Ram H. et al. (2001)	Кварц, польові шапати, гідрослюди	Каолініт	Гетит, фферигідрит, лепідокрокіт	
Palumbo B. et al. (2005)	Кварц	Каолініт	-	Манганіт
Zhang M. and Karathanasis A. (1997)	Кварц, гідрослюди	Каолініт	Гетит	-
Sanz A. et al. (1996)	Кварц, польові шапати, гідрослюди, кальцит	Хлорит	Гетит	-
White G. and Dixon J. (1996)	Кварц, гідрослюди	Смектит, каолініт	-	Бірнезит, вернадит
Singh B. and Gilkes R. (1996)	Кварц	Каолініт	Гетит, гематит, маггеміт	-
Rhoton F. et al. (1993)	Кварц, польові шпати	Вермикуліт, ілліт, каолініт	Гетит	-
Gaiffe M. and Kubler (1992)	Кварц, мусковіт, польові шпати	Каолініт	Гетит, гематит, маггеміт	-
Sidhu B. et al. (1977)	Кварц, польові шпати	Ілліт	-	-
Childs C. (1975)	Кварц, польові шпати	-	-	-

Шиманський В., Скиба М. досліджуючи Ферум-Манганові новоутворення в Альбелювісолях передгір'я Карпат на території Польщі, зазначають, що основними методами визначення мінералогічного складу є: кількісна рентгенівська дифракція (QXRD), інфрачервона спектроскопія Фур'є (FTIR) та мессбауерівська спектроскопія (МС). Отримані дослідниками результати засвідчують, що Ферум-Манганові новоутворення в передгір'ї Польщі складені в основному із силікатів (кварц, польові шпати, плагіоклази) та глинистих мінералів (смектити, хлорити та каолініти), які просочені окисдами Феруму та Мангану. Мінерали Феруму представлені гетитом та лепідокрокітом, які характеризуються слабкою кристалічністю та переважанням гетиту. Мінерали Мангану предсталені манганітом та тодокеритом. Також, автори зазначають про відмінності мінералогічного складу в будові профілю. В елювіальних горизонтах домінують силікати, а в ілювіальних – глинисті мінерали, що зумовлено переміщенням глинистих мінералів з верхнього елювіального горизонту в нижню частину грунтового профілю. Аналогічний мінеральний склад нодулів та дрібнозему вказує на те, що новоутворення утворилися «in situ» [104].

Використовуючи у своїх дослідженнях результати сканувальної електронної мікроскопії (SEM) нами встановлено, що ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних грунтів складені в основному із силікатів, серед яких переважає кварц, а глинистий дрібнознем, пропитаний Ферум-Мангановими сполуками. Мінерали Феруму представлені гетитом, який характеризується дрібними частинками, бідною кристалічністю та відноситься до термодинамічно стабільних мінералів. Гетит поширений, в основному, по периферії ортштейну, а термодинамічно нестабільні мінерали, такі як фероксигіт, вернадит тощо, зосереджені у внутрішній частині ортштейна (рис.4.15). Нодулі, які діагностовано у буроземно-підзолистих оглеєних

ґрунтах складаються із силікатів (кварц, польові шпати), рутилу, глауконіту, магнезиту та кальдериту. Наявність магнезиту на поверхні нодуля (рис. 4.16) та цементація зерен кварцу сесквіоксидами Мангану зумовлює темне забарвлення нодулів.

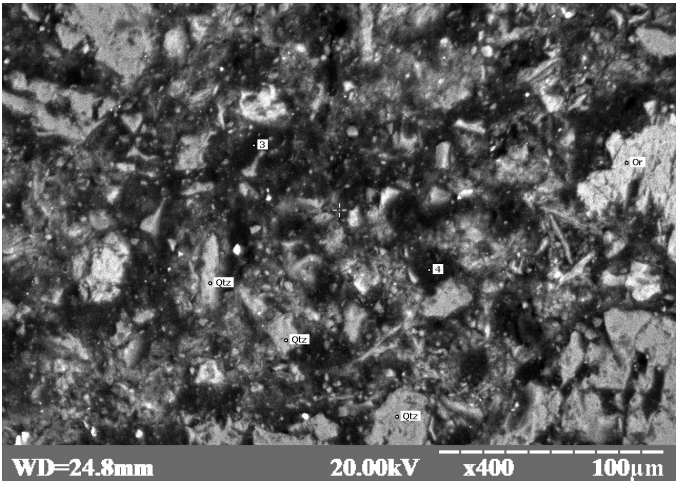


Рис. 4.15. Мінералогічний склад ортштейну дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів

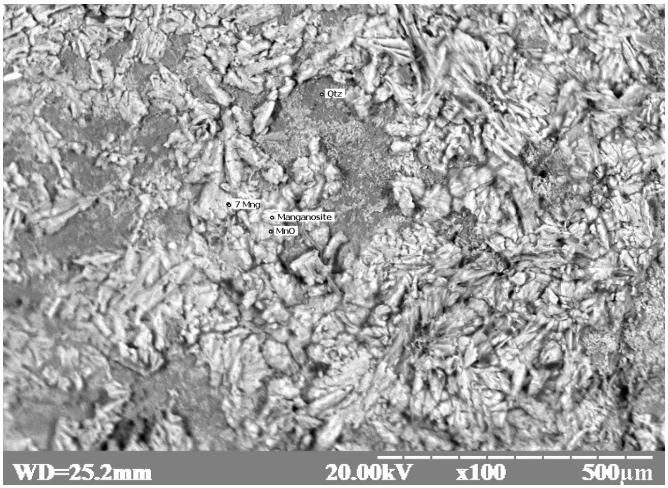


Рис. 4.16. Мінералогічний склад нодулів буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів

Встановлено, що валовий хімічний склад дрібнозему дерново-підзолистого поверхнево-оглеєного ґрунту характеризується домінуванням Si_2O (77,37 - 79,78 %), Al_2O_3 (10,04 – 12,37 %) та Fe_2O_3 (4,36 – 4,66 %). У валовому хімічному складі ортштейнів збільшується вміст Fe_2O_3 (12,01 - 12,45 %) та Mn_3O_4 (1,01-1,37 %), що визначає буре забарвлення ортштейнів, а чорні кільця – зумовлені акумуляцією Мангану. Морфологічні особливості ортштейнів та акумуляція півтораоксидів, в тому числі Феруму (Кх=2,7-2,8), свідчать про їхню ексітну педогенезу та формування за домінуючої дії глеє-елювіального процесу. Валовий хімічний склад дрібнозему та нодулів буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів є практично однаковий, що підтверджує теорію їхнього інсітного утворення. Темно-сіре, чорне забарвлення нодулів обумовлено акумуляцією оксидів Мангану (2,17-2,29), а коефіцієнт нагромадження інших півтораоксидів менше одиниці, що свідчить про їхню інсітну ґенезу та формування під дією внутрішньоґрунтового оглинення та мінімальну інтенсивність глеє-елювіального процесу.

Профільно-диференційованим ґрунтам Передкарпаття притаманна диференціація за вмістом валового Феруму та помірно низький, низький ступінь озалізнення. У складі валового Феруму дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів переважає Fe_c, натомість у буроземно-підзолистих оглеєних домінує $Fe_{нс.}$ У дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах максимальні значення $Fe_{нс}$ (33,3 %) у HEgl засвідчують про процеси руйнування первинних і вторинних мінералів у верхній частині профілю та підтверджуються показником ступеня вивітрювання ґрунтової маси ($Fe_c/_{Feнс}$=2,0-2,6). У профілі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів частка $Fe_{нс}$ є приблизно однаковою, це свідчить про домінування процесів внутрішньоґрунтового оглинення. Найбільші значення коефіцієнту Швертмана (0,6-0,8) притаманні наділювіальній частині дерново-підзолистих

поверхнево-оглеєних ґрунтів, що зумовлено переважанням глеє-елювіального процесу у верхній частині профілю. У ортштейнах вміст $Fe_{вал}$ порівняно із дрібноземом у 7,2 рази більший, ступінь їхнього озалізнення - помірно висока ($Fe_{вал}$=6,05-8,41). Вміст $Fe_{вал}$ у нодулях більший лише в 1,7 рази, а ступінь їх озалізнення поміно низький ($Fe_{вал}$=1,41-1,49). У складі валового Феруму ортштейнів і нодулів переважає $Fe_{нс}$. Коефіцієнт Швертмана в ортштейнах наділювіальної частини профілю становить 0,6-0,7, що підтверджує теорію їхнього формування за переважаючої дії глеє-елювіального процесу. В ортштейнах перехідного до породи горизонту цей показник становить 0,04, що свідчить про незначний вплив сучасного оглеєння та їхнє реліктове походження. Результати скануючої електронної мікроскопії засвідчують, що ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних грунтів складені переважно із силікатів, серед яких домінує кварц. Мінерали Феруму представлені гетитом, який поширений, в основному, на периферії ортштейну, а термодинамічно нестабільні мінерали, такі як фероксигіт, вернадит тощо, зосереджені у внутрішній частині ортштейна. Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах складені із силікатів (кварц, польові шпати), рутилу, глауконіту, магнезиту і кальдериту.

РОЗДІЛ 5. МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КОНКРЕЦІЙНИХ ФЕРУМ-МАНГАНОВИХ НОВОУТВОРЕНЬ

Мікроморфологічні дослідження широко використовують у ґрунтознавстві, оскільки цей метод дозволяє дослідити кількісні характеристики мікробудови ґрунту (розміри пор, агрегатів, мінеральних зерен тощо). Fe-Mn новоутворення у ґрунтах доцільно діагностувати за допомогою мікроморфологічного аналізу, оскільки вони є невеликі за розмірами та важко виділяються від навколишнього середовища у відновних умовах. Використання поляризаційного мікроскопу у досліджені шліфів дає змогу встановити внутрішню структуру та ґенезу Fe-Mn новоутворень, розподіл елементів в їхніх межах, а також визначити мінералогічний склад. Новоутворення відрізняються від іншої маси чіткими бурими або чорними відтінками, а їхня форма засвідчує про їхній генеза та окисно-відновні умови, у яких вони формувалися. Внутрішня структура та контури новоутворень можуть свідчити про їхнє походження: інсітне – матеріал в новоутвореннях споріднений з навколишнім матеріалом та дифузні контури; ексітне – матеріал відрізняється від навколишнього та чіткі контури [73].

У сучасні й науковій літературі існує багато публікацій, присвячених мікроморфологічним дослідженням Ферум-Манганових новоутворень [38;80;81;104;105]. У більшості цих працях підтверджено мікробіологічну теорію формування Ферум-Манганових новоутворень. Використовуючи мікроморфологічний метод вдолося встановити, що кожна конкреція – це сформована мікроколонія Fe-Mn бактерій, які замасковані сесквіоксидами Феруму та Мангану. А також,

існують специфічні (наприклад, бактерії роду Leptothrix та Metallogenium) і неспецифічні мікроорганізми, які складають більше 50 % звичайної мікрофлори (наприклад, Pseudomonas, маслянокислі бактерії), що відновлюють та окислюють Ферум та Манган. Дослідники встановили, що у добре дренованих ґрунтах новоутворення мають більш сферичну форму, чіткі внутрішні межі та диференційовану будову. При збільшенні гідроморфізму, новоутворення набувають неправильної форми, недиференційованої внутрішньої будови та нерівні контури. Gasparatos D. та ін. вивчаючи мікроморфологічну будову Fe-Mn новоутворень, значну увагу приділили їхньому впливу на властивості ґрунтів. Вони встановили високу адсорбційну здатність Fe-Mn новоутворення для багатьох токсичних забруднюючих металів, а в деяких випадках, вони вважаються основним елементом, що контролює динаміку важких металів у ґрунтовій системі [82].

Шиманський В. та Скиба М. за допомогою кількісної рентгенівської дифракції (QXRD), інфрачервоної спектроскопії Фур'є (FTIR) та мессбауерівської спектроскопії (MS) при дослідженні Fe-Mn новоутворень в Альбелювісолях в Передгір'ї Карпат на території Польщі встановили їхній розподіл, розміри, форму, хімічний та мінералогічний склад [105].

Їхні результати показують, що Fe-Mn новоутворення на території дослідження складаються, переважно, із силікатів, які просочені оксидами Феруму та Мангану, а їхнє формування відбувається in situ, оскільки мінералогічний склад новоутворень та навколишнього горизонту однаковий. Схожі дослідженням провели в Альбелювісолях Українського Передкарпаття у співпраці із дослідниками чернівецької школи ґрунтознавства. Встановили, що найбільш поширені Fe-Mn новоутворення у верхній частині профілю, в хімічному складі домінує Силіцій, Ферум, Алюміній, Манган, Калій та Фосфор і зазначають, що

існує два види Ферум-Манганових новоутворень: нодулі та конкреції [92].

Нашими дослідженнями встановлено та аналітично підтверджено, що у профільно-диференційованих ґрунтах Передкарпаття зустрічаються два різні типи конкреційних Ферум-Манганових новоутворень: ортштейни, яким притаманна концентрична внутрішня будова і нодулі, які характеризуються дифузною формою та встановили їхній мінералогічний склад.

Для встановлення особливостей розподілу елементів у межах Fe–Mn новоутворень проводили дослідження з використанням сканувальної електронної мікроскопії (SEM).

Мікроренгеноспектрометрія - метод визначення елементного складу області поверхні розміром до 1 мкм^3. Суть методу полягає у якісному та кількісному аналізу спектрів рентгенівського випромінювання речовини внаслідок бомбардування останньої електронним променем (зондом) електронного скануючого мікроскопа. При бомбардуванні електронним зондом мішені проводиться запис спектрів характеристичного та гальмівного випромінювання. Енергія електронів в первинному промені - інструменті аналізу – знаходиться в діапазоні 3-50 кеВ. Оскільки рентгенівське випромінювання генерується з більш глибоких шарів, ніж вторинні електрони, то цей метод більш інформативний для дослідження об’ємного складу чи внутрішніх шарів. Це можуть бути як якісні так і кількісні вимірювання з реєстрацією домішок з чутливістю 0,1-0,01% до маси. Абсолютна чутливість лежить в межах 10^{-12}-10^{-16} г при контролі локальних областей розміром 1-2 мкм [64].

Спектрометри рентгенівського випромінювання поділяються на 1) прилади з дисперсією за довжиною хвиль і 2) прилади з дисперсією за енергією. В енергедисперсійному аналізаторі використовують твердотільні детектори. Вони

реєструють кількість квантів випромінювання та їхню енергію [64].

Ми у своїх дослідженнях проводили вимірювання на скануючому електронному мікроскопі РЕМ-106 (Україна) з роздільною здатністю 5 нм та з енергодисперсійним рентгенівським детектором. Для фотографування поверхні зразків використовували 50–200 – разове збільшення, а прискорювальна напруга становила 20 кВ. Характеристики електронного скануючого мікроскопа наведені в таблиці 5.1.

Таблиця 5.1

Характеристики електронного скануючого мікроскопа

Характеристика	**РЕМ-106**
Прискорююча напруга, кВ	2-30
Кратність збільшення	10-150000
Роздільна здатність, нм	5
Рентгенівськи детектор	Енергодисперсійний

Як мікрозондовий прилад застосовували рентгенівський енергодисперсійний Si(Li) напівпровідниковий мікроаналізатор – приставка до мікроскопа фірми SELMI з діапазоном елементів Mg-U, роздільною здатністю 163 еВ. Для мікрозондового аналізу діаметр плями електронного променя становив 1 мкм, інтенсивність рентгенівського випромінювання – 2000 імп/с. Характеристики рентгенівського енергедисперсійного аналізатора представлені в таблиці 5.2.

Таблиця 5.2

Характеристики рентгенівського енергедисперсійного аналізатора

Характеристика	**Link-Analytical**
Тип детектора	Si(Li) напівпровідниковий
Діапазон елементів	Mg-U
Роздільна здатність, еВ	163

З метою виявлення генезау й елементного складу виготовили шліф трубчастого ортштейну діаметром 1,2 см, який відібрано з Pigl горизонту (220 - 240 см). У різних частинах шліфа, що відрізняються за забарвленням, вибрано чотири точки розміром до 1 мкм (дві на світлому фоні та дві на темному), у межах яких методом мікрорентгеноспектрометрії визначали елементний склад [64]. На основі результатів валового хімічного складу та коефіцієнту нагромадження (Кх) встановлено, що в межах ортштейну порівняно з вмісним горизонтом акумулюються оксиди Fe, Al, Mn, Ca (див. рис. 4.5). Проте внутрішня структура ортштейну складена системою концентричних кілець, що відрізняється забарвленням і, відповідно, в їхніх межах акумулюються різні хімічні елементи (рис. 5.1, 5.2).

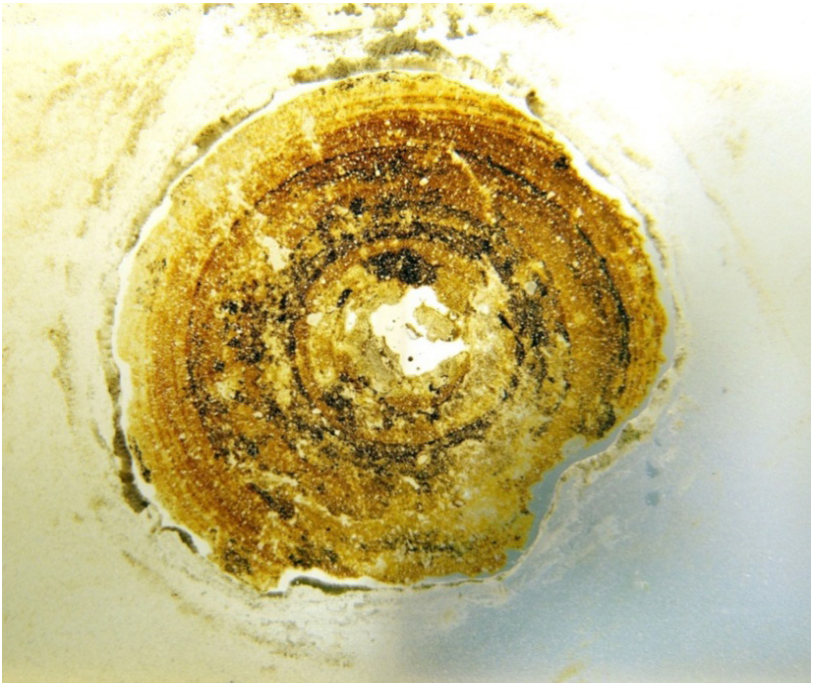


Рис. 5.1. Мікрофотографія шліфа ортштейну з Pigl горизонту. х 8.[93]

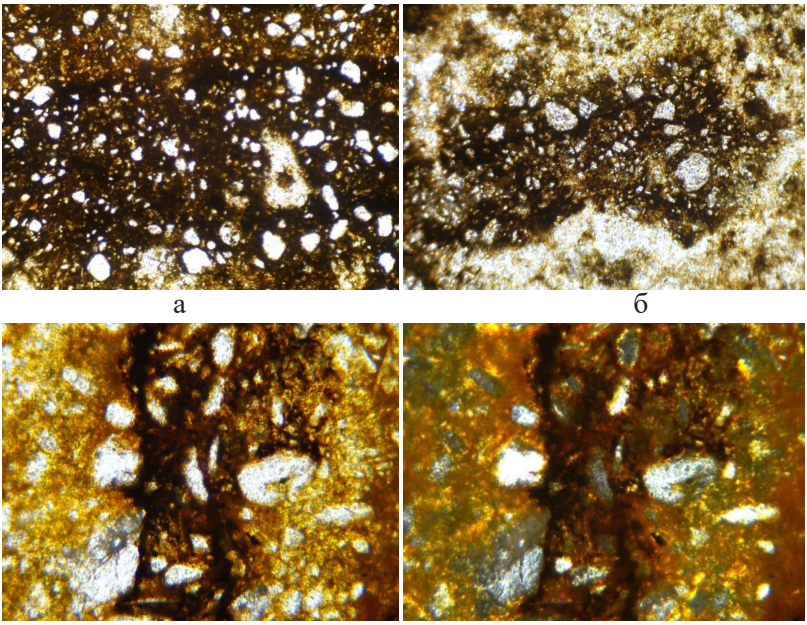


Рис. 5.2. Мікрофотографія шліфа ортштейну х 50 (а, б) та х 200 (в, г) [93]

Для визначення просторового розподілу хімічних елементів у межах ортштейну та їхньої генези ми використали мікроренгеноспектрометричний метод, що дає змогу визначити елементний склад поверхні зразка розміром до 1 мкм. Мікрофотографія шліфа ортштейна відображає те, що концентричні кільця, які видно неозброєним оком, складаються із системи дрібних кілець. Кожне кільце – це один цикл зміни окисно-відновних умов. Це підтверджує теорію про те, що ортштейн росте: чим більший розмір, тим більше часу потрібно на його утворення. На різних збільшеннях ортштейну вибрано чотири точки: дві на темних кільцях (точка 1 та точка 2) і дві на світлих (точка 3 та точка 4) (рис. 5.3), а в їхніх межах визначено елементний склад (табл. 5.3; дод. Г 1).

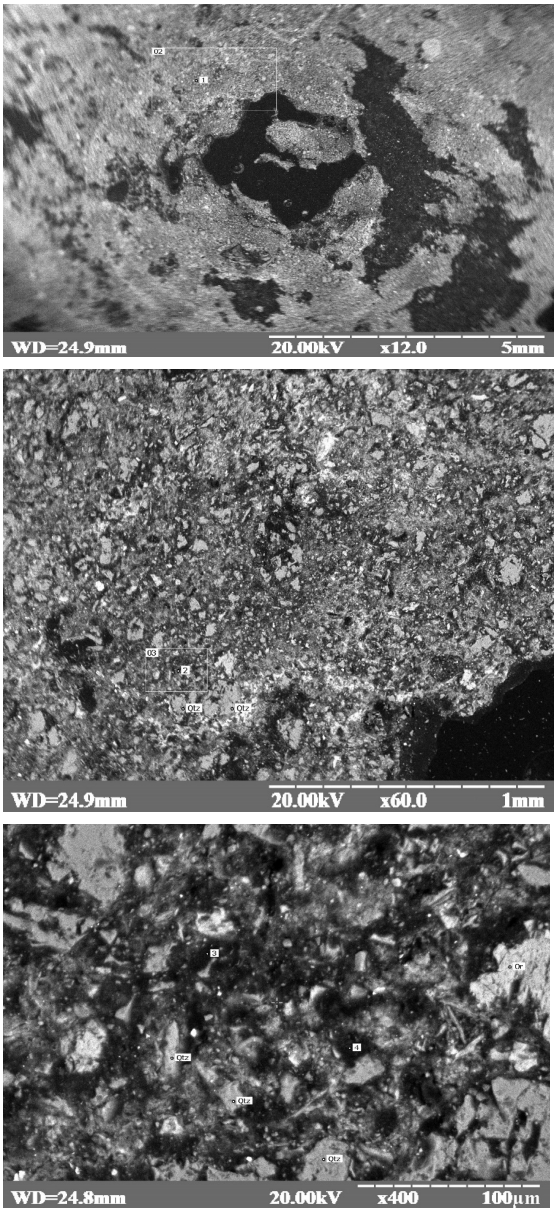


Рис. 5.3. Розміщення точок визначення елементного складу поверхні ортштейну відібраного з Pigl горизонту [93]

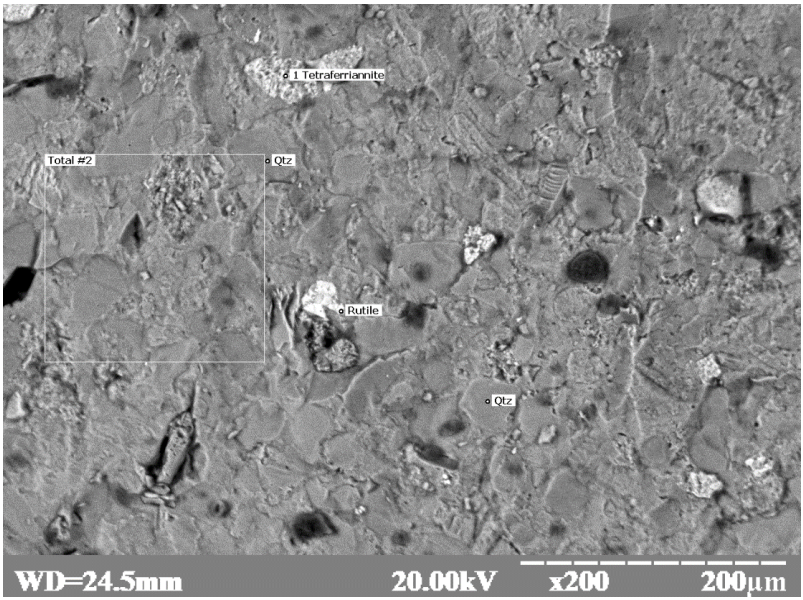
Таблиця 5.3

Елементний склад у межах точок дослідження ортштейну, %

Точка	O	Na_2O_1	Mg_1O_1	Al_2O_3	Si_1O_2	S_1O_3	Cl	K_2O_1	Ca_1O_1	Ti_1O_2	Mn_1O_1	Fe_1O_1
1	62,8795	1,1909	1,6396	4,5747	24,1786	0,1825	0,1767	0,8699	0,6669	0,1351	0,7083	2,7974
2	63,309	0,6295	1,5294	4,5431	24, 8589	0,1098	0,0548	1,1884	0,7508	0,2317	0,9128	1,8818
3	61,2413	1,0871	1,6804	6,3726	20,1592	0,475	0,5602	1,6478	1,4685	0,115	2,3995	2,7934
4	60,2515	2,1774	2,8408	10,2946	16, 1027	0,2725	0,428	0,5968	3,6079	0,5232	1,1123	1,7922

Згідно табл. 5.3, встановлено, що у всіх частинах ортштейну домінує Оксиген (60,3-63,3 %), значний відсоток складає Силіцій (16,1-24,9 %) та Алюміній (4,5-10,3 %), а зміна бурого забарвлення на чорне зумовлена збільшенням відсоткового вмісту Мангану в 1,6–3,4, Алюмінію в 1,4–2,3 та Кальцію в 2,1–5,1 рази. Відсотковий вміст Феруму є практично однаковий у різних частинах ортштейну (1,79–2,79 %) та визначає його іржаво-буре забарвлення. Збільшення вмісту Мангану, Алюмінію, Кальцію в межах чорних кілець ортштейну зумовлене зміною геохімічної ситуації в різні геологічні періоди формування генетичного профілю ґрунтів Передкарпаття [93].

Мікроренгеноспектрометричний метод використовували, також, для визначення розподілу хімічних елементів та мінералогічного складу нодулів буроземно-підзолистого оглеєного ґрунту. Дослідження проводили в нодулях відібраних з елювіально-ілювіального та ілювіального метаморфічного горизонтів. В EIgl горизонті при 200-кратному збільшенні вибрано одну точку на зломі нодуля (точка 1) та при 50-кратному три точки на поверхні (точки 4,5,6). В Imgl горизонті при 150-кратоному збільшенні вибрано одну точку на зломі (точка 3) та при 100-кратоному - одну (точка 7) на поверхні нодуля (рис.5.4;5.4). В межах всіх точок визначено елементний склад (табл. 5.4; дод. Г 2-Г 4).



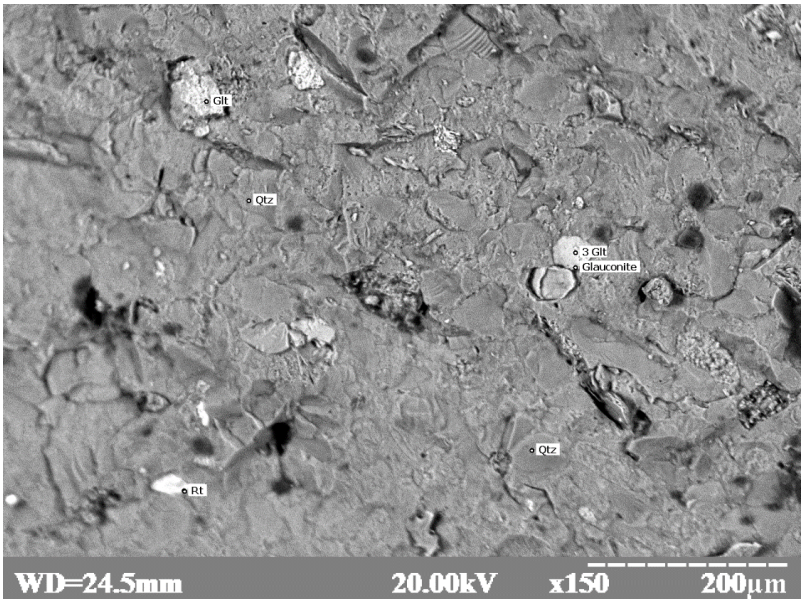


Рис. 5.4. Розміщення точок визначення елементного складу на зломі нодулів буроземно-підзолистого оглеєного ґрунту

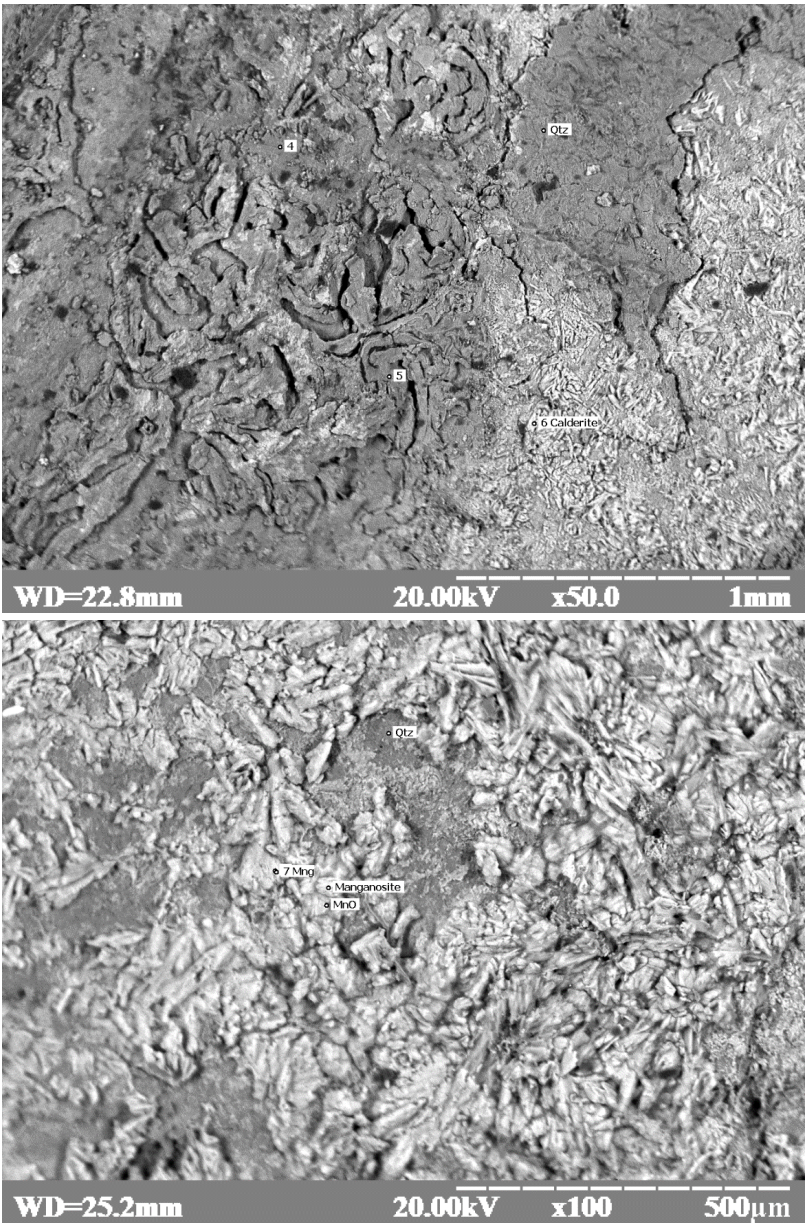


Рис. 5.5. Розміщення точок визначення елементного складу на поверхні нодулів буроземно-підзолистого оглеєного ґрунту

Таблиця 5.4

Елементний склад у межах точок дослідження нодулів, %

Горизонт	Точка	O	Na_2O_1	Mg_1O_1	Al_2O_3	Si_1O_2	K_2O_1	Ca_1O_1	Ti_1O_2	Mn_1O_1	Fe_1O_1
EIgl, 37-53 см	1 злом	57,008	-	0,8672	2,8453	14,9593	4,732	-	-	-	19,5883
Imgl 53-93 см	3 злом	60,3607	0,2279	1,9097	4,6588	19,95	2,9035	0,3646	0,0077	0	9,617
EIgl, 37-53 см	4 пов.	62,1303	0,4177	1,3162	9,2011	9,2596	1,6205	0,6687	0,4197	10,0606	4,9057
EIgl, 37-53 см	5 пов.	62,3007	0,5235	1,4423	9,0314	9,7437	1,3878	0,6982	0,2977	10,1670	4,5748
EIgl 53-93 см	6 пов.	58,5537	0	0,5534	8,5457	10,5286	1,5327	0,4788	0,0723	12,559	7,1757
Imgl 53-93 см	7 пов.	52,517	0	0,5737	4,0185	11,9942	0	1,3729	0,0305	25,166	4,3273

Дані елементного складу засвідчують про абсолютне домінування Оксигену на поверхні та на зломі нодулів (52,5-62,3 %). На зломі нодуля (точки 1 та 3) переважає Ферум (9,6-19,6 %) та Силіцій (14,9 – 19,9 %), незначний відсоток Алюмінію (2,8-4,6 %) та Калію (2,9-4,7 %), Манган відсутній. Натомість, елементний склад на поверхні нодулів (точки 4-7) суттєво відрізняється, оскільки зменшується вміст Феруму в 2-4 рази (4,3-7,2 %), Силіцію в 1,6 рази (9,2-11,9 %), Калію в 2-3 рази (1,4-1,6 %). Натомість, зростає вміст Алюмінію майже в 3 рази у EIgl горизонті (8,5-9,2 %) та зменшується в Imgl (4,1%), також спостерігаємо значний вміст Мангану (10,1-25,2 %). Результати мікроренгеноспектрометрії, отримані на поверхні нодуля та мінералогічний склад підтверджують теорію про те, що сіре, чорне забарвлення зумовлено, передусім акумуляцією Мангану та наявністю на поверхні нодуля мінералу Магнезит ($MgCO_3$). Також, результати дослідження дозволяють встановити елементний склад в межах нодулів із різних горизонтів. На зломі нодулів вміст Феруму (19,6 %) та Калію (4,7 %) в EIgl горизонті вдвічі більший, ніж у Imgl (9,6 % та 2,9 % відповідно). Проте, в ілювіальному горизонті більший вміст Силіцію в 1,3 рази, а вміст

Алюмінію в 2 рази. На поверхні нодулів спостерігаємо чітку диференціацію між нодулями із різних генетичних горизонтів. В EIgl горизонті вміст Алюмінію (8,5-9,2 %,) переважає вдвічі порівняно з Imgl горизонтом (4,1 %), більший вміст Феруму (4,6-7,2 % – у EIgl та 4,3 % – у Imgl), а вміст Калію в ілювіальному горизонті відсутній, проте в елювіально-ілювіальному коливається від 1,4 до 1,6 %. Натомість, в ілювіальному горизонті більший вміст Мангану у 2-2,5 рази (25,2 % - у Imgl та 10,1-12,6 % - у EIgl), Кальцію в 2-2,8 разів (0,5-0,7 % - у EIgl та 1,4 % - у Imgl) та Силіцію в 1,1-1,3 рази (9,3-10,5 % - у EIgl та 11,9 % - у Imgl).

Дослідження елементного та мінералогічного складу Ферум-Манганових новоутворень проведено мікроренгеноспектрометричним методом. Встановлено, що вміст Феруму в різних частинах ортштейну є практично однаковий (1,79–2,79 %), а формування чорних кілець зумовлене переважанням в їхніх межах Мангану в 1,6–3,4, Алюмінію в 1,4–2,3 та Кальцію в 2,1–5,1 рази. Внутрішня частина нодулів є однорідна за хімічним складом (Оксиген (57-50,3), Ферум (9,6-19,6), Силіцій (14,9 – 19,9), Алюміній (2,8-4,6), Калій (2,9-4,7 %)). Поверхня нодулів покрита плівками, в межах яких переважає Оксиген (52,5-62,3 %), Манган (10,1-25,2 %), Алюміній (4-9,2 %), Силіцій (9,3-12 %) та Ферум (4,3-7,2 %), а темно-сіре, чорне забарвлення поверхні нодулів зумовлено Магнезитом.

ВИСНОВКИ

1. Поширення ґрунтів на території Передкарпаття зумовлено висотною поясністю. Найбільш поширеними є профільно-диференційовані ґрунти: дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні та буроземно-підзолисті оглеєні, які приурочені до третьої – п'ятої надзаплавних терас у межах Дрогобицької, Моршинської, Стривігорської височин. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти сформувалися під широколистяними лісами із трав'яним покривом, в умовах надлишкового зволоження, промивного та застійно-промивного типів водного режиму під переважаючою дією процесу опідзолення, який доповнюється глеє-елювіальним, дерновим та сегрегаційним ґрунтотворними процесами. Буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти сформувалися на давньоалювіальних, алювіально-делювіальних кам'янистих глинах в умовах надлишкового зволоження, застійно-промивного типу водного режиму під дубово-ялиновими, дубово-грабовими лісами із трав'яним покривом при домінуючій ролі процесів внутрішньогрунтового оглинення та лесиважу, які доповнюються глеє-елювіальним та опідзоленням.

2. У межах Передкарпаття діагностували два види конкреційних Ферум-Манганових новоутворень: ортштейни – у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах та нодулі – в буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтах. Ортштейни овальної або трубчастої форми із добре вираженими зовнішніми контурами, чіткою внутрішньою структурою із бурими кільцями акумуляції Феруму та чорними кільцями акумуляції Мангану. В наділювіальній частині профілю розміри ортштейнів коливаються від 0,25 до 10 мм, в перехідному до породи горизонті – до 5 см. У гумусово-елювіальному горизонті

(HEgl) вміст ортштейнів, в середньому, становить 2,8 %, розміри коливаються від 0,5 мм до 3 мм, в елювіальному (Ehgl) зростає до 7,7 %, а їхній діаметр досягає 10 мм. У перехідному до породи горизонті (Pigl) діагностовано крупні ортштейни до 5 см, які мають реліктове походження, а їхній відсотковий вміст складає 16-19 %.

Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів неправильної, нерегулярної форми, ущільненої консистенції із нечіткими дифузними контурами, гострими кутами, чорного, темно-сірого забарвлення, приурочені до середньої частини профілю (EIgl, I(e)mgl горизонтів). Відсотковий вміст нодулів становить 1,1 - 3,2 %. У EIgl горизонті вміст нодулів 1,1 – 1,5 %, а розмір фракції - від 1,0 мм до 5,0 мм. У I(e)mgl горизонті вміст нодулів 2,7 – 3,2 %, розміри фракцій від 1,0 мм до 10 мм.

3. Важливими чинниками формування конкреційних Ферум-Манганових новоутворень є важкосуглинковий та глинистий гранулометричний склад ґрунтів та порід, диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом. Глинистий гранулометричний склад ґрунтотворних порід та диференціація профілю за мулом обумовлює низьку водопроникність та тривале перезволоження профілю буроземно-підзолистих ґрунтів, домінування відновних умов, мінімізацію глеє-елювіальних процесів та формування нодулів інсітно. Суглинковий гранулометричний склад ґрунтотворних порід, диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом, надлишкове зволоження, діяльність специфічної та неспецифічної мікрофлори спричиняє оглеєння профілю дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів і утворення в їхніх межах ортштейнів ексітно.

4. Валовий хімічний склад дрібнозему дерново-підзолистого поверхнево-оглеєного ґрунту характеризується домінуванням Si_2O (77,37-79,78 %), Al_2O_3 (10,04 – 12,37 %) та Fe_2O_3 (4,36 – 4,66 %). У валовому хімічному складі ортштейнів збільшується

вміст Fe_2O_3 (12,01 - 12,45 %) та Mn_3O_4 (1,01-1,37 %), що визначає буре забарвлення ортштейнів, а чорні кільця – зумовлені акумуляцією Мангану. Морфологічні особливості ортштейнів та акумуляція півтораоксидів, в тому числі Феруму (Кх=2,7-2,8), свідчать про їхню ексітну педогенезу та формування за домінуючої дії глеє-елювіального процесу. Валовий хімічний склад дрібнозему та нодулів буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів є практично однаковий, що підтверджує теорію їхнього інсітного утворення. Темно-сіре, чорне забарвлення нодулів обумовлено акумуляцією оксидів Мангану (2,17-2,29), а коефіцієнт нагромадження інших півтораоксидів менше одиниці, що свідчить про їхню інсітну ґенезу та формування під дією внутрішньоґрунтового оглинення та мінімальну інтенсивність глеє-елювіального процесу.

5. Профільно-диференційованим ґрунтам Передкарпаття притаманна диференціація за вмістом валового Феруму та помірно низький, низький ступінь озалізнення. У складі валового Феруму дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів переважає Fe_c, з максимумом (84,4 %) у Itgl горизонті, натомість у буроземно-підзолистих оглеєних домінує $Fe_{нс}$ із максимальними показниками (88,0 %) в елювіальному горизонті. У дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах максимальні значення $Fe_{нс}$ (33,3 %) у HEgl засвідчують про процеси руйнування первинних і вторинних мінералів у верхній частині профілю та підтверджуються показником ступеня вивітрювання ґрунтової маси ($Fe_c/_{Fенс}$=2,0-2,6). У профілі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів частка $Fe_{нс}$ є приблизно однаковою, це свідчить про домінування процесів внутрішньоґрунтового оглинення. Найбільші значення коефіцієнту Швертмана (0,6-0,8) притаманні наділювіальній частині дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів, що зумовлено переважанням глеє-елювіального процесу у верхній частині профілю. У ортштейнах вміст $Fe_{вал}$

порівняно із дрібноземом у 7,2 рази більший, ступінь їхнього озалізнення – помірно висока ($Fe_{вал}$=6,05-8,41). Вміст $Fe_{вал}$ у нодулях більший тільки в 1,7 рази, а ступінь їх озалізнення поміно низький ($Fe_{вал}$=1,41-1,49). У складі валового Феруму ортштейнів і нодулів переважає $Fe_{нс}$. Коефіцієнт Швертмана в ортштейнах наділювіальної частини профілю становить 0,6-0,7, що підтверджує теорію їхнього формування за переважаючої дії глеє-елювіального процесу. В ортштейнах перехідного до породи горизонту цей показник становить 0,04, що свідчить про незначний вплив сучасного оглеєння та їхнє реліктове походження.

6. Дослідження елементного та мінералогічного складу Ферум-Манганових новоутворень проведено мікроренгеноспектрометричним методом. Встановлено, що вміст Феруму в різних частинах ортштейну є практично однаковий (1,79–2,79 %), а формування чорних кілець зумовлене переважанням в їхніх межах Мангану в 1,6–3,4, Алюмінію в 1,4–2,3 та Кальцію в 2,1–5,1 рази. Ортштейни складені переважно із силікатів, серед яких домінує кварц, мінерали Феруму представлені гетитом, який поширений на периферії ортштейну, а термодинамічно нестабільні мінерали, такі як фероксигіт, вернадит тощо, зосереджені у внутрішній частині ортштейна.

Внутрішня частина нодулів є однорідна за хімічним складом (Оксиген (57-50,3), Ферум (9,6-19,6), Силіцій (14,9 – 19,9), Алюміній (2,8-4,6), Калій (2,9-4,7 %)). Поверхня нодулів покрита плівками, в межах яких переважає Оксиген (52,5-62,3 %), Манган (10,1-25,2 %), Алюміній (4-9,2 %), Силіцій (9,3-12 %) та Ферум (4,3-7,2 %), а темно-сіре, чорне забарвлення поверхні нодулів зумовлено Магнезитом. Нодулі складені, в основному, із силікатів (кварц, польові шпати), рутилу, глауконіту, магнезиту і кальдериту.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. Труды Львовского геологического сообщества. Сер. Геологическая вып. 1. 1948. С. 8-16.

2. Андріанов М. С. Клімат. Природа Українських Карпат. Львів. Вид-во львівського ун-ту. 1968. С. 87-102.

3. Андрущенко Г. О. Ґрунти західних областей УРСР. Львів-Дубляни, 1970. Ч.2. 116 с

4. Болюх О. И., Канаш А. П., Кіт М. Г., Кравчук Я. С. Стацыонарное изучения плоскостного змыва в Передкарпатье. Львов, 1976. 114 с.

5. Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР. Київ. Радянська школа.1949. 243 с.

6. Бреус Н. М., Полупан М. І. Агрогрунтове районування. *Географічна енциклопедія України : в 3 т.* Т. 1: А–Ж. Київ. 1989.

7. Вернандер Н. Б., Годлин М. М., Самбур Г. Н., Скорина С. А. Почвы УССР. Киев, 1951. 332 с.

8. В'ялов О.С. Короткий нарис з будови Карпат. Матеріали з геології західних областей Української РСР. Київ. Вид-во АН УРСР. 1960. С. 3-22.

9. В'ялов О. С. Некоторые вопросы тектоники Карпат. Тектоника Карпат. Киев. Наукова думка. 1966. С.89.

10. В'ялов О. С. Общее структурное подразделения западних областей УССР. Известия АН СССР. Серия геологическая. №50. 1953. С. 119-123.

11. Геренчук К. І., Цись П. М. Загальний огляд. Природа Українських Карпат. Львів: Вид-во Львівського ун-ту, 1968. С. 6-9.

12. Глушко В. В. Основные черты тектоники Передкарпатского прогиба и прилагающей части платформы. Геолог. Сб. Львовского геологического об-ва. № 5-6. С. 56-64.

13. Гофштейн І. Д. Неотектоніка і морфогенез верхнього Придністров'я. Інститут геології корисних копалин. АН УРСР. 1962. 132 с.

14. Гринь Г. С., Крупський Н. К. Принципи агроґрунтового районування Української РСР. Агрогрунтове районування України. Київ. Урожай. 1969. С.3-26.

15. Гринь Г. С. Полевая діагностика почв : учебное пособие. Харьков : Харьковский с-х институт, 1974. 126 с.

16. Ґрунти Львівської області : колективна монографія / за ред. С. П. Позняка. – Львів, ЛНУ імені Івана Франка, 2019. 424 с. ; 10 ілюстр. стор.

17. Демедюк Н. С.Особености строения и состава алювия Передкарпатья. Докл. и сообщ. Львовского отдела ГО УССР. Львов. Изд-во Львовского ун-та. 1968. С. 54-62.

18. Демедюк Н. С. О строении пліоцен-четвертинного покрова Передкарпатья. Докл. и сообщ. Львовского отдела ГО УССР. Львов. Изд. Львовского ун-та. 1969. С. 43-51.

19. Калинич О.Р. Діагностичне значення Fe-Mn новоутворень у ґрунтах Прибескидського Передкарпаття. Теорія і практика розвитку агропромислового комплексу та сільських територій: матеріали XX міжнародного науково-практичного форуму, 17-19 вересня 2019 р. Львів: Ліга-Прес, 2019. С. 229-232.

20. Калинич О. Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Прибескидського Передкарпаття. Збірник матеріалів наукової інтернет-конференції студентів і аспірантів «Горизонти ґрунтознавства» (м.Львів, 12 травня 2021 р.). Львів. 2021. С. 64-71.

21. Канівець В.І. Марганцево-залізисті конкреції в ґрунтах регіону Українських Карпат. Агрохімія і ґрунтознавство, 1975. № 28. С. 54-62.

22. Кирильчук А. А., Бонішко О. С. Хімія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навч. Посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. 354 с. + 0,5 вкл.

23. Кіт М. Г. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум: навчальний посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2008. 232 с.

24. Койнов Н. М. Передкарпатья // Фиизико-географическое районирования УССР. Киев. Изд-во Киевского ун-та, 1968. С.580-597.

25. Кравчук Я. С. Геоморфологія Передкарпаття : монографія. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 1999. 166 с.

26. Кравчук Я. С., Зінько Ю. Рельєф і просторова структура ґрунтового покриву Львівської області. Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Збірник наукових праць. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2018. Вип. 1(8). С. 68-83.

27. Круглов С. С., Максимов О. В. Геологічна будова і корисні копалини. Природа Українських Карпат. Львів: Видавництво львівського ун-ту. 1968. С. 10-51.

28. Крушельницька О. В. Методологія та організація наукових досліджень: Начальний посібник. Київ: Кондор. 2003. 192 с.

29. Логвинов К. Т., Раевский А. Н., Айзенберг М. М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах. Львов. Гидрометеоиздат. 1973. 156 с.

30. Малик С. З. Буроземно-підзолисті ґрунти Пригорганського Передкарпаття. Дисертація. Львів. 2020. 219 с.

31. Малик С. З. Закономірності поширення ґрунтів у Пригорганському Передкарпатті. *Вісник Львівського нац. ун-ту ім. І.Франка*. Серія географічна. 2017. Випуск 51. С. 224–232.

32. Малик. С. З. Морфогенез буроземно-підзолистих ґрунтів Пригорганського Передкарпаття. *Наукові записки*

Тернопільського нац. Педагогічного ун-ту ім. В. Гнатюка. Серія: Географія. 2019. №1. С. 74-80.

33. Маринич О. М., Пархоменко Г. О., Петренко О. М., Шищенко П. Г. Удосконалена схема фізико-географічного районування України. Український географічний журнал. №1. 2003. С. 16–20.

34. Мартин А. Г., Осипчук С. О., Чумаченко О. М. Природно-сільськогосподарське районування України : монографія. Київ. 2015. 328 с.

35. Назаренко І. І., Польчина С. М. Нікорич В. А. Грунтознавство: Підручник. Чернівці: Книги – XXI, 2004. 400 с.

36. Наконечний Ю. І. Практикум з ґрунтознавства і географії ґрунтів. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2013. 372 с.

37. Нікорич В. А., Польчина С. М. Особливості конкрецієутворення у ґрунтах Передкарпаття. Ґрунтознавство. 2003. Т. 4. №1–2. С. 73-77.

38. Нікорич В.А., Шиманський В. Fe-Mn новоутворення в ґрунтах та їх геохімічна роль (аналітичний огляд). Екологія і ноосферологія, 2014. Вип. 25. С. 109–120.

39. Оленчук Я., Николин А. Ґрунти Львівської області. Львів: Вид-во “Каменяр”, 1969. 84 с.

40. Осипчук С. О. Природно-сільськогосподарське районування України. Київ : Урожай. 2008. 200 с.

41. Основи методології та організації наукових досліджень / за ред. А.Є. Конверського. Київ, 2010. 352 с.

42. Паньків З. П. Ґрунти України. Навчально-методичний посібник. Львів. Львівський Національний університет імені Івана Франка. 2017. 112 с.

43. Паньків З. П., Ілясевич О. Р., Малик С. З. Новоутворення заліза у ґрунтах Львівської області. Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2017. Випуск 51. С. 256–266.

44. Паньків З. П., Ілясевич О. Р. Новоутворення заліза у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах (Stagnic Retisols) Прибескидського Передкарпаття. Науковий збірник Київського національного університету. Серія : Фізична географія та геоморфологія, 2017. Вип. 3 (87). С. 121–127.

45. Паньків З. П., Калинич О. Р. Ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Прибескидського Передкарпаття. Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2019. Випуск 53. С. 277–287.

46. Паньків З. П., Калинич О. Р. Ферум-манганові новоутворення у профільно-диференційованих ґрунтах Прибескидського Передкарпаття. Ґрунтознавчо-географічна наука і практика – традиції та сьогодення: мат-ли Всеукраїнської наук. конф., присвяченої 100-річчю від народження д. с/г наук, професора І. М. Гоголєва (м. Одеса, 12-13 вересня 2019 р.). Одеса : Одеський Національний Університет ім.. І.І. Мечникова, 2019. с. 164-169.

47. Паньків З. П., Калинич О. Р. Форми Феруму у дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтах (Stagnic Retisols) Прибескидського Передкарпаття. Вісник Одеського національного університету. Серія: Географічні та геологічні науки. 2020. Т. 25. Вип.2 (37). С. 100-112.

48. Паньків З. П., Малик С. З. Географія та ґенеза буроземно-підзолистих ґрунтів Прибескидського Передкарпаття. *Наукові записки ТНПУ ім. В. Гнатюка*. Серія : Географія, 2016. №2. С. 26–31.

49. Паньків З. П., Малик С. З. Ґрунтові новоутворення – як діагностичні критерії ґрунтотворних процесів у буроземно-підзолистих ґрунтах Пригорганського Передкарпаття. Вісник Одеськ. ун–ту. 2019. Т. 24. Вип. 1 (34). С. 108–119.

50. Паньків З. П., Позняк С. П. Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти північно-західного Передкарпаття. Львів: Меркатор, 1998. 132 с.

51. Позняк С. П. Грунтознавство та географія ґрунтів : підручник. Удвох частинах. Ч.1. Львів. ЛНУ імені Івана Франка. 2010. 270 с.

52. Позняк С. П. Грунтознавство та географія ґрунтів в 2-ох частинах. Частина 2. Львів. Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка. 2010. 286 с.

53. Полевой определитель почв / под. ред. Н. І Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева. Киев, 1981. 322 с.

54. Польчина С. М. Гетерогенетичність профільно-диференційованих оглеєних ґрунтів Передкарпаття. Науковий вісник Чернів. ун-ту. Біологія. Чернівці. 2012. Т. 4. Вип. 2. С. 197–201.

55. Польчина С. М. Профільно-диференційовані оглеєні ґрунти Передкарпаття: ґенеза, варіабельність, систематика: монографія. Чернівці, 2014. 271 с.

56. Природа Львівської області / За редакцією К. І. Геренчука. Львів: Вища школа, 1972. 150 с.

57. Природа Украинской ССР. Почвы. / Н. Б. Вернандер, І. Н. Гоголєв, Д.І. Ковалишин. Київ:Наук. думка, 1986. 216 с.

58. Природа Украинской ССР. Растительний мир / Т. Л. Андриенко, О. Б. Блюм, С. П. Вассер и др. Киев: Наук. думка, 1985.208 с.

59. Рудненко Ф. А. Гідрогеологія Української РСР. Київ. Вища школа. 1972. 174 с .

60. Смага І. С. Особливості генезау бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття в залежності від географічного розміщення та еволюція їх під впливом використання. Автореф. дис. на здобуття н. с. канд. с.-г. наук. Київ, 1996. 23 с.

61. Соболевский Э. Э. Разработка методических рекомендаций для выполнения переоценки прогнозных ресурсов питьэвых подземных вод в условиях техногенеза на территории УССР. Отчет по томе 27/89. Киев, 1991.

62. Схема природно-сельськохозяйственного районирования УССР м-ба 1:1500000. Київ. Укрземпроект. 1985.

63. Трускавецький Р. С. Проблеми ідентифікації гігроморфних ґрунтів на осушених землях. *Агрохімія і ґрунтознавство.* Харків, 2017. Вип. 86. С. 17–23.

64. Тузяк О. Я., Курляк В. Ю. Основи електронної та зондової мікроскопії. Навч. Посібник. Львів: ЛНУ імені Івана Франка. 2012. 296 с.

65. Цись П. М. Геоморфологія та неотектоніка. Природа Українських Карпат. Львів: Видавництво львівського ун-ту. 1968. С. 50-87.

66. Чернов Б. О. Методологічна основа географії: методи дослідження в фізичній географії (1960-1990). *Історія науки і біографістика*: електронне наукове фахове видання, 2012. № 3.

67. Штогрин О. Д. Підземні води четвертинних відкладів Передкарпаття. Київ : Вид-во АН УРСР. 1963. 260 с.

68. Aide, M., 2005. Elemental composition of soil nodules from two alfisols on an alluvial terrace in Missouri. Soil Sci 170, 1022–1033.

69. Arshad M. A., St. Amaud R.J., 1980. Occurrences and characteristics of ferromanganiferrous concretions in some Saskatchewan soils. V/Canad. J. Soil Sci. v. 60, № 4, 685-695.

70. Belzile, N., Chen, Y. W., Grenier, M., 2001. Freshwater metallic concretions from an acidic lake characterized by X-ray energy dispersive spectrometry. Can J Anal Sci Spectrom 46, 145–151.

71. Brewer R., 1964a. Classification of plasmic fabrics of soil materials. In: «Soil Micromorphology», ed. by A. Jongerius, Elsevier Publ. Co. Amsterdam.

72. Brewer, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. Wiley, New York Brümmer GW, Gerth J, Herms U (1986) Heavy metal species, mobility and availability in soils. Z Pfl anzenernähr Bodenkd 149, 382–398.

73. Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. Handbook of soil thin section description Waine Reaserch Publications, Wolverhampton. 152 p.

74. Childs, C. W., 1975. Composition of iron-manganese concretions from some New Zealand soils. Geoderma 13, 141–152.

75. Cornu, S., Deschatrettes, V., Salvador-Blanes, S., Clozel, B., Hardy, M., Branchut, S., LeForestier, L., 2005. Trace element accumulation in Mn-Fe-oxide nodules of a planosolic horizon. Geoderma 125, 11–24.

76. Drosdoff, M., Nikiforoff, C. C., 1940. Iron – manganese concretions in Dayton soils. Soil Sci 49, 333–345.

77. Encyclopedia of soil science edited by Ward Chesworth, 2008. Dordrecht, Netherlands: Springer, 902 p.

78. Fitzpatrick, R. W., 1988. Iron compounds as indicators of pedogenic processes: examples from southern hemisphere In: J. W. Stucki (Ed.) et al., Iron in Soils and Clay Minerals, D. Reidel Publ., Dordrecht, The Netherlands, 351–396.

79. Gaiffe, M., Kubler, B., 1992. Relationships between mineral composition and relative ages of iron nodules in Jurassian soil sequences. Geoderma 52, 343–350.

80. Gasparatos, D., 2012. Fe–Mn Concretions and Nodules to Sequester Heavy Metals in Soils, 443-473.

81. Gasparatos, D., 2007. Genesis of Fe – Mn concretions and nodules in alfisols of thessaly. PhD thesis, Agricultural University of Athens, Athens, Greece.

82. Gasparatos, D., Haidouti, C., Tarenidis, D., 2004a. Characterization of iron oxides in Fe-rich concretions from an imperfectly drained Greek soil: a study by selective-dissolution techniques and X-ray diffraction. Arch Agron Soil Sci 50, 485–493.

83. Harrassowitz H., 1926. Laterit. Fortschr. Geolog. und Palaont.

84. Huang, L., Hong, J., Tan, W., Hu, H., Liu, F., Wang, M., 2008. Characteristics of micromorphology and element distribution

of iron – manganese cutans in typical soils of subtropical China. Geoderma 146, 40–47.

85. Jenny H. 1931. Behavior of potassium and sodium during the process of soil formations. Missouri Agris. Exp. Sta. Res. Bull. № 162. P. 24–52.

86. Koschinsky, A., Halbach, P., 1995. Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates. Geochim Cosmochim Acta 59, 5113–5132.

87. Lindbo, D. L,, Stolt, M. H., Vepraskas, M. J., 2010. Redoximorphic features in: Stoops G, Marcelino V, Mees F. Interpratation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, 129–147.

88. Liu, F., Colombo, C., Adamo, P., He, J. Z., Violante, A., 2002. Trace elements in manganese-iron nodules from a Chinese alfisol. Soil Sci Soc Am J 66, 661–670.

89. Mackenzie, F., 2005. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Amsterdam ; San Diego, CA : Elsevier. 448 p.

90. Manceau, A., Lanson, M., Geoffroy, N., 2007. Natural speciation of Ni, Zn Ba and As in ferromanganese coatings on quartz using X-ray fl uorescence, absorption, and diffraction. Geochim Cosmochim Acta 71, 95–128.

91. Manceau, A., Tamura, N., Celestre, R. S., MacDowell, A. A., Geoffroy, N., Sposito, G., Padmore, H. A., 2003. Molecular-scale speciation of Zn and Ni in soil ferromanganese nodules from loess soils of the Mississippi basin. Environ Sci Technol 37, 75–80.

92. Nikorych V., Szymański, W., Skiba S.,Kryzhanivskiy O.2012. Features of cutans complex in Albeluvisols of the Ukrainian Precarpathians. Ґрунтознавство. Т. 13, № 3–4,p. 40-51.

93. Pankiv Z., Kalynych O., Yamelynets T.(2020). Concretionary pedofeatures of profile-differentiated soils of the Beskydy Pre-Carpathian Region (Ukraine). University of Agronomic Sciences and Veterinary Medicine of Bucharest, *AgroLife Scientific Journal*, Vol. 9, No. 2, Romania, 206-212.

94. Racz Z. A., 1964. Contribution to the micromorphological investigations of pseudogleys in the northwestern part of Yugoslavia. Soil micromorphology. - Amsterdam- London-New-York, p.241-251.

95. Rhoton, F. E., Bigham, J. M., Schulze, D. G,, 1993. Properties of iron-manganese nodules from a sequence of eroded fragipan soils. Soil Sci Soc Am J, 57, 1386–1392.

96. Robinson W.O., 1929. Detectional and significance of manganese dioxide in the soil. Soil Sci., v.53, № 2, p.335-350.

97. Sanz, A., Garcia-Gonzalez, M. T., Vizcayno, C., Rodriguez, R., 1996. Iron-manganese nodules in a semi-arid environment. Aust J Soil Res. 34, 623–634.

98. Schwertmann, U., Carlson, L., Murad, E., 1987. Properties of iron oxides in two Finnish lakes in relation to the environment of their formation. Clay Clay Miner, 35, 297–304.

99. Schwertmann U., Fanning D.S., 1976. Iron manganese concretions in hydrosequence of soils in loess in Bavaria. //Soil Sci. Soc. Amer. J. №5, p.731-738.

100. Schwertmann, U., Taylor, R. M., 1989. Iron oxides, in: J.B. Dixon, S.B. Weed (Eds.), Minerals in Soil Environments, SSSA Book Ser. 1, SSSA, Madison, WI, USA, 379–438.

101. Senft F., 1862. Die Humus-March-Torf- und Limonitbildungen, als Erzeugungsmittel neuer Erdrindelagen. - Leipzig, Engelmann, 226 p.

102. Smith W.O., 1936. Sorption in an ideal soil. Soil Sci., v.41, p. 209-230.

103. Soil and environmental science dictionary / edited by E. G. Gregorich, L. W. Turchenek, M. R. Carter, D. A. Angers. 2001. CRC PRESS. Boca Raton London New York Washington, D.C.

104. Szymański, W., Skiba, M., Błachowski, A., 2014. Mineralogy of Fe–Mn nodules in Albeluvisols in the Carpathian Foothills, Poland. Geoderma, 217–218, 102–110.

105. Szymański, W., Skiba, M., 2013. Distribution, morphology, and chemical composition of Fe–Mn nodules in Albeluvisols of the Carpathian Foothills, Poland. Pedosphere, 23(4), 445–454.

106. Timofeeva, Y. O., Golov, V. I., 2010. Accumulation of Microelements in Iron Nodules in Concretions in Soils: A Review. Eurasian Soil Sci, 43 (4), 434–440.

107. Vepraskas, M. J., 2004. Redoximorphic features for identifying aquic conditions. Technical Bulletin 301, North Carolina Agricultural Research Service, Raleigh, NC, USA, 34.

108. Wheeting, L. C., 1936. Shot soils of western Washington State. Soil Sci 41, 35–45.

109. Winters, E., 1938**.** Ferromanganiferous concretions from podzolic soils. Soil Sci, 46, 35–45.

110. Zhang, M., Karathanasis, A. D., 1997. Characterization of iron-manganese concretions in Kentuky alfisols with perched water tables. Clay Clay Miner, 45, 428–439.

111. URL:https://geoappl.kiev.ua:4445/reports/rwservlet?us&report=kartogr&list=m35-19

112. URL:https://geoappl.kiev.ua:4445/reports/rwservlet?us&report=kartogr&list=m35-25

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А 1

Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт

ДОДАТОК А 2

Буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт

ДОДАТОК А 3

Ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Передкарпаття

Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття

ДОДАТОК Б 1

Валовий хімічний склад дрібнозему профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття, % на прожарену наважку

Генетичний горизонт	Глибина, См	SiO_2	AI_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Mn_3O_4
Дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти										
HEgl	10-25	78,41	10,04	4,36	0,51	0,84	1,21	1,68	1,19	0,98
E(h)gl	25-40	79,78	10,21	4,54	0,64	0,72	1,25	1,72	1,13	0,85
IEgl	40-88	78,21	11,03	4,53	0,66	1,01	0,89	1,61	1,08	0,7
P(i)gl	>220	77,37	12,37	4,66	0,68	1,34	0,75	1,74	1,08	0,81
Буроземно-підзолисті оглеєні ґрунти										
HEgl	10-37	76,05	8,12	3,39	0,48	2,03	0,45	1,66	1,06	0,14
EIgl	37-53	73,06	10,10	4,78	0,60	1,26	0,55	1,72	1,02	0,12
Imgl	53-93	73,84	10,05	4,62	0,51	0,99	0,40	1,67	1,03	0,14
P(i)gl	93-110	71,08	10,78	5,15	0,57	1,39	0,45	1,65	1,20	0,14

ДОДАТОК Б 2

Валовий хімічний склад конкреційних Ферум-Манганових новоутворень профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття, % на прожарену наважку

Генетичний горизонт	Глибина, См	SiO_2	AI_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Mn_3O_4
Ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів										
HEgl	10-25	69,97	12,03	12,01	0,59	1,2	0,49	1,43	0,91	1,25
E(h)gl	25-40	70,38	12,12	12,45	0,67	1,25	0,59	1,57	0,98	1,37
IEgl	40-88	70,13	12,21	12,21	0,63	1,18	0,68	1,30	0,89	1,01
P(i)gl	>220	70,95	12,23	12,34	0,63	1,06	0,43	1,46	0,9	1,30
Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів										
EIgl	37-53	74,22	9,18	5,03	0,57	1,24	0,50	1,46	0,77	0,26
Imgl	53-93	74,83	8,98	5,18	0,49	0,98	0,35	1,38	0,73	0,32

ДОДАТОК Б 3

Коефіцієнт нагромадження (K_x) у новоутворених профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

Генетичний горизонт	Глибина, См	SiO_2	AI_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Mn_3O_4
Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт										
HEgl	10-25	0,9	1,2	2,8	1,15	1,43	0,40	0,85	0,76	1,4
E(h)gl	25-40	0,88	1,9	2,74	1,04	1,73	0,47	0,91	0,86	1,61
IEgl	40-88	0,89	1,09	2,7	1,02	1,2	0,76	0,81	0,82	1,45
P(i)gl	>220	0,92	0,99	2,65	0,92	0,79	0,57	0,84	0,83	1,6
Буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт										
EIgl	37-53	1,02	0,91	1,05	0,95	0,98	0,90	0,8	0,75	2,17
Imgl	53-93	1,01	0,89	1,12	0,96	0,99	0,88	0,83	0,71	2,29

ДОДАТОК В 1

Вміст та співвідношення Феруму в дрібноземі профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

Горизонт	%, % Fe$_{вал}$.					Показники		
	Вміст валового заліза (Fe$_{вал}$)	Вміст силікатного заліза (Fe$_{c}$)	Вміст несилікатного заліза (Fe$_{нс}$)	Вміст окристалізованого заліза (Fe$_{окр}$)	Вміст аморфного заліза (Fe$_{a}$)	Ступінь вивітрювання ґрунтової маси Fe$_{c}$/Fe$_{нс}$	Коефіцієнт Швертмана Fe$_{a}$/Fe$_{нс}$	Ступінь оксидогенезу Fe$_{нс}$/Fe$_{вал}$
Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт								
HEgl, 6-26 см	1,17	0,78 / 66,67	0,39 / 33,33	0,07 / 5,98	0,32 / 27,35	2,0	0,8	0,3
Ehgl, 26-52 см	1,16	0,84 / 72,41	0,32 / 27,59	0,14 / 12,07	0,18 / 15,52	2,6	0,6	0,3
Itgl, 150-160 см	2,76	2,33 / 84,4	0,43 / 15,6	0,11 / 4,0	0,32 / 11,6	5,4	0,7	0,2
Pigl 200-210 см	1,64	1,25 / 76,22	0,39 / 23,78	0,24 / 14,63	0,15 / 9,15	3,2	0,4	0,2
Буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт								
HEgl, 10-37 см	0,69	0,12 / 17,39	0,57 / 82,61	0,18 / 26,09	0,39 / 56,52	0,21	0,68	0,83
EIgl, 37-53 см	0,83	0,1 / 12,0	0,73 / 88,0	0,36 / 43,37	0,38 / 45,78	0,14	0,52	0,88
Imgl, 53-93 см	0,87	0,14 / 16,1	0,73 / 83,9	0,37 / 42,53	0,36 / 41,38	0,19	0,49	0,84
Pigl 93-110 см	0,91	0,15 / 16,48	0,75 / 82,42	0,41 / 45,05	0,34 / 37,36	0,2	0,45	0,82

ДОДАТОК В 2

Вміст та співвідношення Феруму в конкреційних Fe-Mn новоутвореннях профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

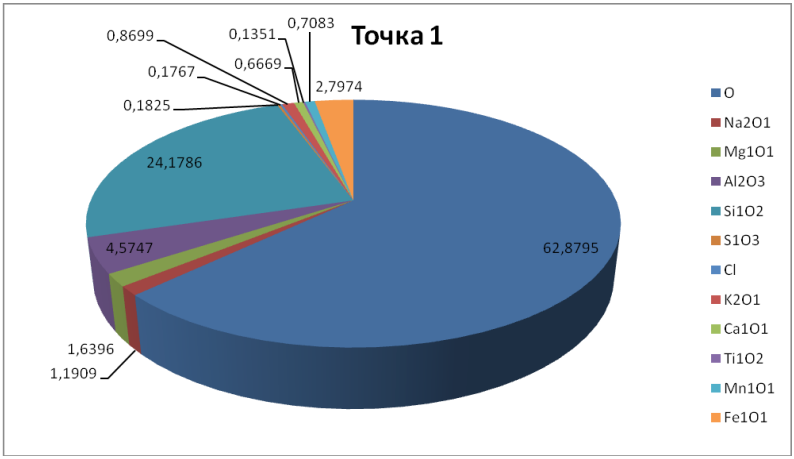
Горизонт	%, % Fe$_{вал.}$					Показники		
	Вміст валового заліза (Fe$_{вал}$)	Вміст силікатного заліза (Fe$_{с}$)	Вміст несилікатного заліза (Fe$_{нс}$)	Вміст окристалізованого заліза (Fe$_{окр}$)	Вміст аморфного заліза (Fe$_{а}$)	Ступінь вивітрювання ґрунтової маси Fe$_{с}$/Fe$_{нс}$	Коефіцієнт Швертмана Fe$_{а}$/Fe$_{нс}$	Ступінь оксидогенезу Fe$_{нс}$/Fe$_{вал}$
Дерново-підзолистий поверхнево-оглеєний ґрунт								
HEgl, 6-26 см	1,17	0,78 / 66,67	0,39 / 33,33	0,07 / 5,98	0,32 / 27,35	2,0	0,8	0,3
Ehgl, 26-52 см	1,16	0,84 / 72,41	0,32 / 27,59	0,14 / 12,07	0,18 / 15,52	2,6	0,6	0,3
Itgl, 150-160 см	2,76	2,33 / 84,4	0,43 / 15,6	0,11 / 4,0	0,32 / 11,6	5,4	0,7	0,2
Pigl 200-210 см	1,64	1,25 / 76,22	0,39 / 23,78	0,24 / 14,63	0,15 / 9,15	3,2	0,4	0,2
Буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт								
HEgl, 10-37 см	0,69	0,12 / 17,39	0,57 / 82,61	0,18 / 26,09	0,39 / 56,52	0,21	0,68	0,83
EIgl, 37-53 см	0,83	0,1 / 12,0	0,73 / 88,0	0,36 / 43,37	0,38 / 45,78	0,14	0,52	0,88
Imgl, 53-93 см	0,87	0,14 / 16,1	0,73 / 83,9	0,37 / 42,53	0,36 / 41,38	0,19	0,49	0,84
Pigl 93-110 см	0,91	0,15 / 16,48	0,75 / 82,42	0,41 / 45,05	0,34 / 37,36	0,2	0,45	0,82

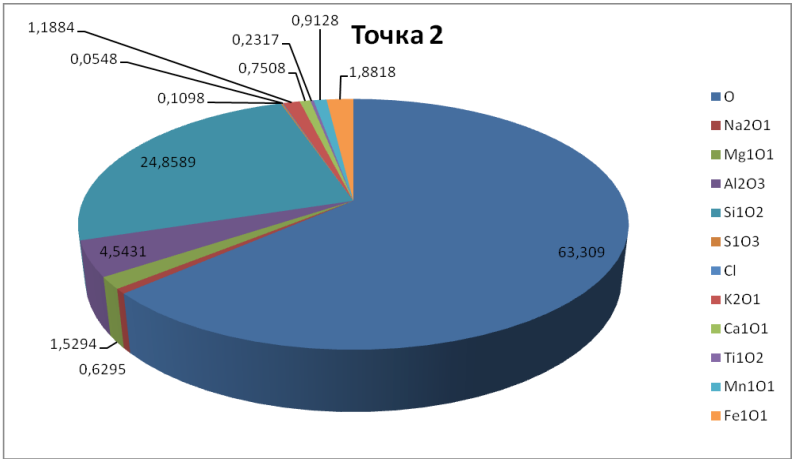
ДОДАТОК В 2

Вміст та співвідношення Феруму в конкреційних Fe-Mn новоутвореннях профільно-диференційованих ґрунтів Передкарпаття

Горизонт	%, % Fe$_{вал.}$					Показники		
	Вміст валового заліза (Fe$_{вал}$)	Вміст силікатного заліза (Fe$_{c}$)	Вміст несилікатного заліза (Fe$_{нс}$)	Вміст окристалізованого заліза (Fe$_{окр}$)	Вміст аморфного заліза (Fe$_{a}$)	Ступінь вивітрювання ґрунтової маси Fe$_{c}$/Fe$_{нс}$	Коефіцієнт Швертмана Fe$_{a}$/Fe$_{нс}$	Ступінь оксидогенезу Fe$_{нс}$/Fe$_{вал}$
Ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів								
HEgl, 6-26 см	8,41	3,70 / 44,0	4,71 / 56,0	1,90 / 22,59	2,81 / 33,41	0,79	0,60	0,56
Ehgl, 26-52 см	8,31	3,26 / 39,23	5,05 / 60,77	1,52 / 18,29	3,53 / 42,48	0,65	0,70	0,61
Pigl 200-210 см	6,05	2,28 / 37,69	3,77 / 62,31	3,61 / 59,67	0,16 / 2,64	0,60	0,04	0,62
Нодулі буроземно-підзолистих оглеєних ґрунтів								
Elgl, 37-53 см	1,41	0,57/40,43	0,84/59,57	0,49/34,75	0,35/24,82	0,68	0,42	0,60
Imgl 53-93 см	1,49	0,61 / 40,94	0,88/59,06	0,56 / 37,58	0,32 / 21,48	0,69	0,36	0,59

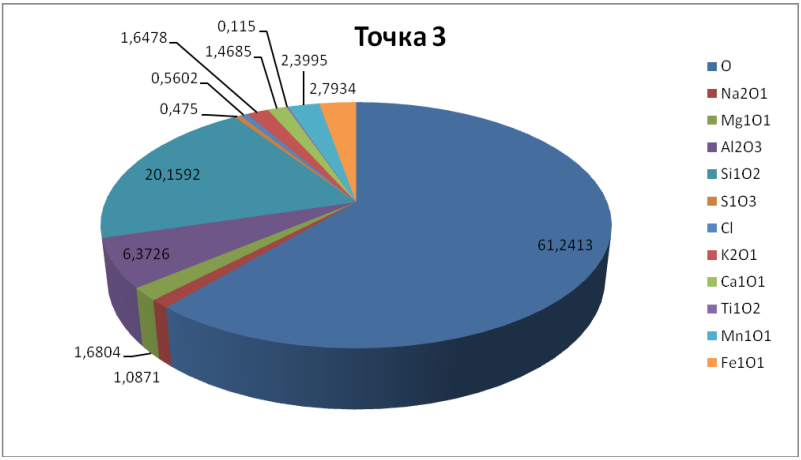
ДОДАТОК Г 1

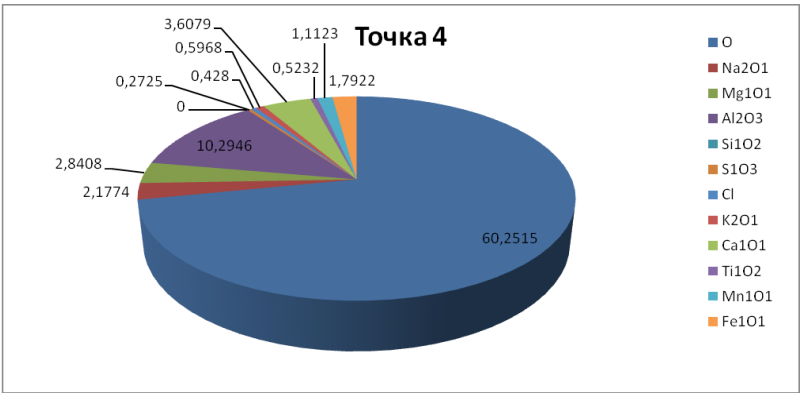




Елементний склад ортштейну в межах темних кілець, %

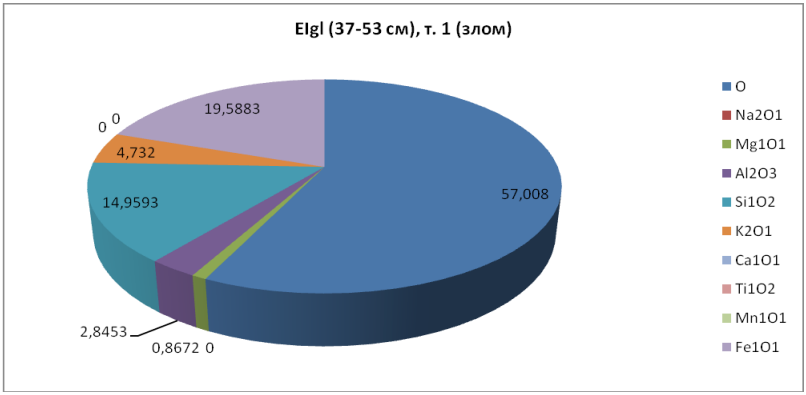
ДОДАТОК Г 2

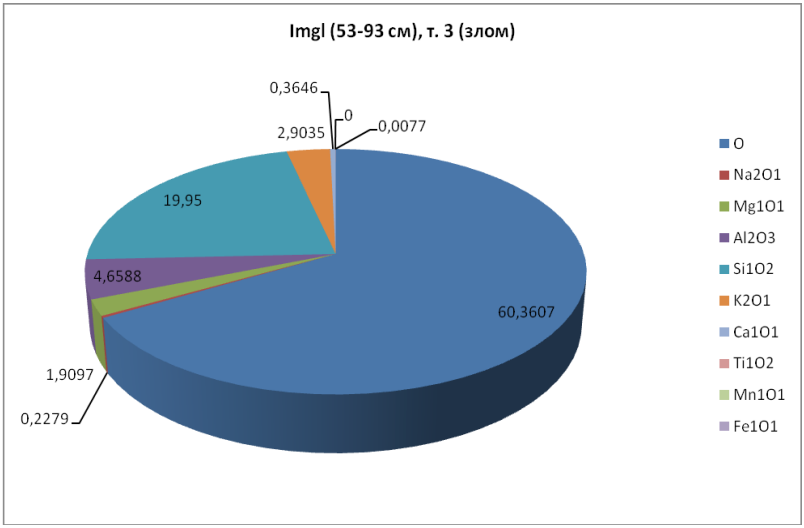




Елементний склад ортштейну у межах світлих кілець, %

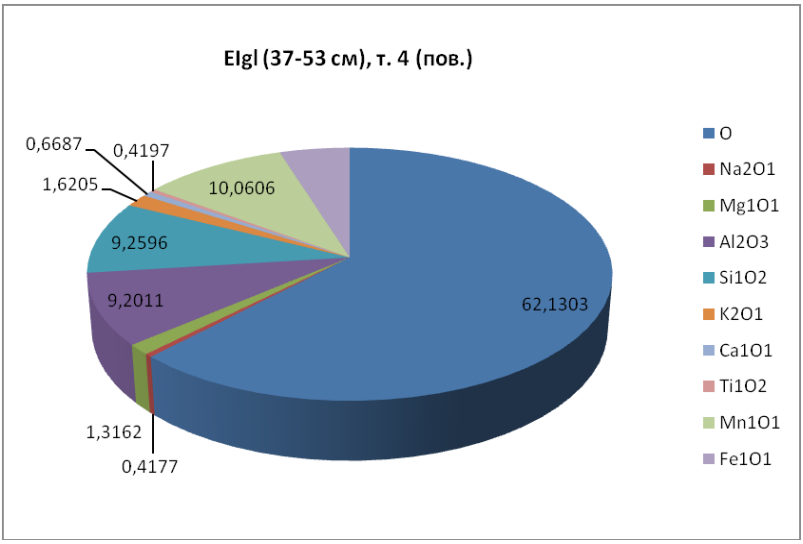
ДОДАТОК Г 3

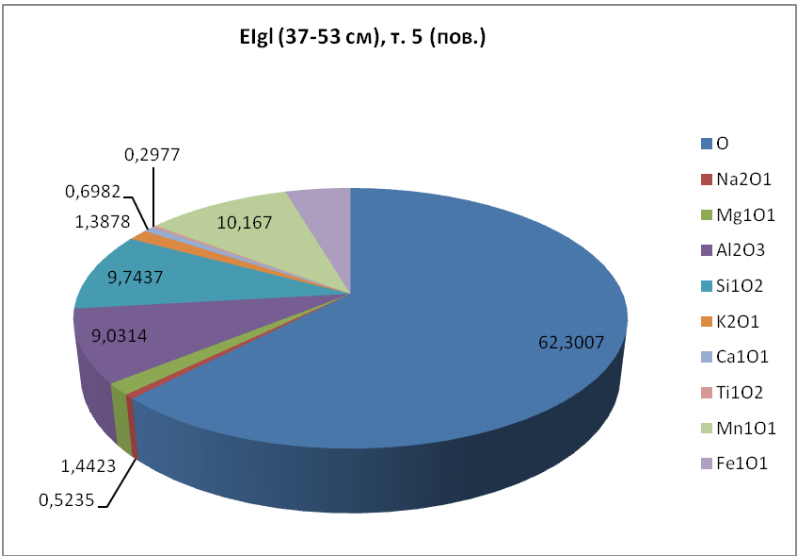




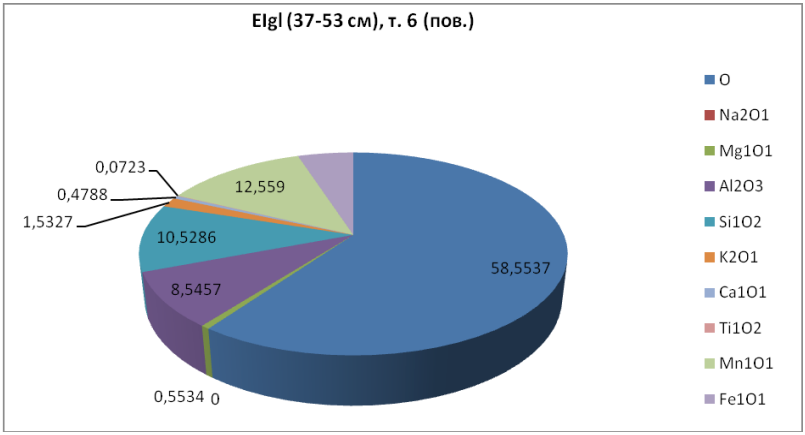
Елементний склад на зломі нодулів, %

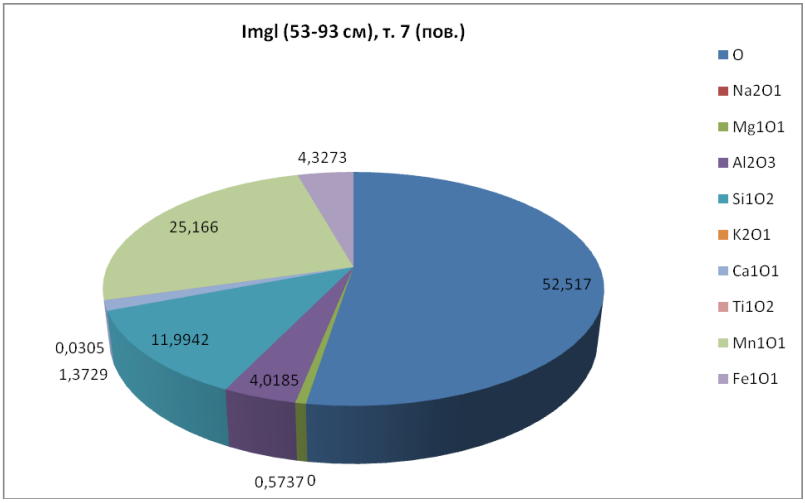
ДОДАТОК Г 4


EIgl (37-53 см), т. 4 (пов.)
0,6687
0,4197
1,6205
10,0606
9,2596
9,2011
62,1303
1,3162
0,4177
O
Na2O1
Mg1O1
Al2O3
Si1O2
K2O1
Ca1O1
Ti1O2
Mn1O1
Fe1O1


EIgl (37-53 см), т. 5 (пов.)
0,2977
0,6982
1,3878
10,167
9,7437
9,0314
62,3007
1,4423
0,5235
O
Na2O1
Mg1O1
Al2O3
Si1O2
K2O1
Ca1O1
Ti1O2
Mn1O1
Fe1O1

прод.дод. Г 4





Елементний склад на поверхні нодулів, %

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

Олена Калинич,
Зіновій Паньків

КОНКРЕЦІЙНІ НОВОУТВОРЕННЯ У ПРОФІЛЬНО-ДИФЕРЕНЦІЙОВАНИХ ҐРУНТАХ ПЕРЕДКАРПАТТЯ

Монографія

Комп'ютерне верстання І. Б. Тарай

Формат 60/84 1/16. Умовн. друк. арк.
Зам.____ . Наклад 100 прим.

Львівський національний університет
імені Івана Франка
79000, Львів, вул. Університетська, 1